

الجيولوجيا البنيوية


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University



منشورات جامعة دمشق
كلية العلوم

الجيولوجيا البنيوية

للجيوفيزيائيين

تأليف

الدكتور أحمد بلال
أستاذ في قسم الجيولوجيا. كلية العلوم

جامعة دمشق

1427-1426 هـ
2007-2006 م

Damascus University



منشورات جامعة دمشق

كلية العلوم

الجيولوجيا البنيوية

للجيوفيزيائيين

تأليف

الدكتور أحمد بلال

أستاذ في قسم الجيولوجيا ـ كلية العلوم

جامعة دمشق: 2006-2007

Damascus University

الفهرس

المقدمة

يقوم كل علم على أساسيات محددة، تشكل ركائز مهمة دائمة تضاف إليها معطيات الحداثة والمعاصرة. والجيولوجيا البنيوية: هي إحدى دعامات علوم الأرض، وهي أساسية لكل من يتوجه نحو هذه العلوم، وخاصة الجيوفيزيائي، الذي تشكل البنيوية قاعدة مهمة له لفهم داخل الأرض والأحداث التي تتم في أعماقها، وما يرتبط منها بتشكيل الخامات، والمكامن المفيدة الصلبة والسائلة.

ومع أن منهاج الجيولوجيا البنيوية، المقرر لطلاب السنة الثالثة شعبة الجيوفيزياء، يقتصر على ثلاث ساعات لفصل واحد، لا يتوافق والأهمية التي يحتلها هذا المقرر، فقد حاولنا من خلال هذا المنهاج تغطية معظم مصطلحات ومفردات ومحاور الجيولوجيا البنيوية لطلابنا في شعبة الجيوفيزياء، لكي لا يحرموا من أي من المفاهيم التي تخدمهم في تخصصهم مستقبلاً.

وهكذا احتوى هذا الكتاب على سبعة فصول. عالج الفصل الأول مفاهيم أساسية حول الأرض والقشرة والإجهاد والتقطع. وعالجت الفصول الثلاثة التي تلته مواضع الجيوتكتونيك. حيث أفردنا الفصل الثاني لدراسة الانضغاط ـ السلاسل الجبلية، بينما عالج الفصل الثالث موضوع التباعد ـ الانهدامات والأعراف المحيطية. واختصَّ الفصل الرابع بدراسة الحركات الشاقولية. أما الفصلان الخامس والسادس فقد تمحورا حول الماكروتكتونيك، فعولجت التشوهات التقطعية ـ الفوالق والشقوق في الفصل الخامس، وذهب الفصل السادس لدراسة التشوهات المستمرة ـ الطيات. وانتهى المؤلَّف بفصل أخير حول نظرية تكتونيك الصفائح والزلزالية.

أقدم هذا المؤلَّف لطلابنا الأعزاء من شعبة الجيوفيزياء التطبيقية، آملاً أن يفيدهم في دراساتهم، ومن ثم في ممارساتهم العملية المستقبلية.

والله ولي التوفيق

المؤلِّف


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

مفاهيــم أساسيــة

NOTIONS FONDAMENTALES

يشكل التكتونيك بفروعه المختلفة عنصراً أساسياً لكل من يدرس الجيوفيزياء، بل أن التطور الحديث النوعي والكمي لهذا العلم، أوجد فروعاً متخصصة في الجيوفيزياء مثل؛ التكتونيك الفيزيائي، والجيوديناميك، وأخرى تشكل جسراً بينهما كالسيسمولوجيا أو علم الزلازل وغيرها، مما يجعل من دراسته ضرورة لكل متخصص في علوم الأرض وبالأخص الجيوفيزيائي.

1-1- مقدمة . علوم جيولوجية وعلوم جيوفيزيائية Introduction – Sciences géologigues et géophysigues

حتى بداية القرن العشرين لم يكن هناك من تفريق بين العلوم الجيولوجية والعلوم الجيوفيزيائية التي لم تكن قد تطورت من جهة، ولم تأخذ تطبيقاتها في مجال الجيوفيزياء أهمية خاصة من جهة أخرى. ولكن منذ ذلك الوقت بدأ العلماء يميزون بين علوم جيولوجية (علم الفلزات، علم الصخور، علم الترسيب، علم المستحاثات، علم الطبقية، الجيولوجيا البنيوية، الجيومورفولوجيا...)، وعلوم جيوفيزيائية (جيوديزيا . Géodésie، علم الجاذبية . Gravimétrie، علم الزلازل . Sismologie، التكتونيك الجيوفيزيائي . Tectonophysique، الحرارية، المغناطيسية الأرضية، جيولوجيا الجليديات، الهيدرولوجيا، علم المحيطات، علم المناخ، علم الأرصاد الجوية... إلخ).

إضافة إلى الاختلاف في الأجهزة والأوراق المستخدمة، فإن العلوم الجيوفيزيائية تميزت من العلوم الجيولوجية باعتمادها موديلات كمية وتطبيقها لقوانين الميكانيك، والترموديناميك والفيزياء الكيميائية على هذه الموديلات. وتدريجياً، أخذت هذه الطرق طريقها إلى معظم العلوم الجيولوجية، وظهرت فروع جديدة مثل الجيوديناميك Géodynamique، النظائر المشعة . Radiochronologie، المغناطيسية القديمة Paléomagnétisme...إلخ، إن هذا التمايز بين

الجيولوجيا والجيوفيزياء مبني على أساس القاعدة العلمية لتشكل الجيولوجيين أو الجيوفيزيائيين، أكثر مما هو مبني على الأداة المستخدمة.

1-2- التكتونيك الجيوفيزيائي والجيوديناميك Tectonophysique et Géodynamique

من بين العلوم الجيوفيزيائية الرئيسية ذكرنا أعلاه التكتونيك الجيوفيزيائي والجيوديناميك. فالأول؛ يهتم بدراسة بنيات الكرة الأرضية بتقنية مستمدة من الفيزياء وذو تطبيقات مهمة في عمليات الاستكشاف أو التنقيب الجيوفيزيائي، وغالباً ما يطلق على هذه التطبيقات عبارة جيوفيزياء Géophysique من قبل الجيولوجيين. أما الجيوديناميك الداخلي Gépdynamique interne؛ فهو دراسة تطور التحولات Transformations التي قادت إلى تشكل البنيات الحالية. وقد شهد هذا الفرع من علوم الجيوفيزياء تطوراً كبيراً في العشرين سنة الأخيرة، ولاسيما صياغة نظرية تكتونيك الصفائح Tectonique de plaques، وتعدُّ هذه التطورات إحدى نتائج التعاون بين الجيولوجيين والفيزيائيين. وعليه فإن الجيوديناميك هو المكمل للتكتونيك الجيوفيزيائي.

ومما يميز الجيوديناميك تصويره للحدث والفعل بنماذج «موديلات» Modelisations وأشكال تخطيطية Schématisations، يصبح معها تطبيق قوانين الميكانيك، والترموديناميك، والفيزياء الكيميائية ممكناً. وهذا بدوره يقود لعمليات حسابية غالباً معقدة تتطلب استخدام الكومبيوتر أو الحواسب المكتبية على الأقل. ولهذا فسوف نبلور في الصفحات القادمة: الأفكار، النماذج والأحداث، دون التطرق بعمق للعمليات الحسابية.

1-3- من الجيولوجيا البنيوية التقليدية إلى التكتونيك الجيوفيزيائي والجيوديناميك
Géologie structurale traditionelle et tectonophysique et géodynamique

في نظر الجيوفيزيائيين وأنصار الجيوديناميك أن الجيولوجيا البنيوية التقليدية تصطدم بثلاث عقبات هي:

1- لا تتعرض إلا لحركات وتشوهات، لا تأخذ في الحسبان القوى المولدة لها (ليس هناك من نماذج ميكانيكية).

2- لا يمكنها تحديد أو تفسير منشأ هذه القوى، أو أسباب الحركات الأفقية أو الشاقولية. إذ أن المسبب الأساسي لها يتوضع على أعماق لا يمكن الوصول إليها من قبل الجيولوجيين.

3- لا يمكنها التأكد من الفرضيات المتناقضة التي تعتمدها، بينما يمكن ذلك في الجيوفيزياء بواسطة بعض القياسات والعمليات الحسابية.

وعليه فإن الجيوفيزياء تسمح للجيولوجيين بربط الظواهر المتطورة بقوانين الفيزياء الأساسية. وبهذا فهي مكمل ضروري ولا غنى عنها للجيولوجيا البنيوية التقليدية Géologie structurale traditionelle، الأمر الذي يدعو الجيولوجيين لاستدعاء مبدأ المعاصرة Principe d'actualism الذي وضعه شارل ليل عام 1883 (Charles Lyel 1883)، والذي ينص على أن الحوادث المسؤولة في الماضي عما يلاحظه الجيولوجيون الآن، هي حوادث نشطة على سطح الأرض باستمرار. وهو يتعاكس مع نظرية الكوارث الجماعية Théorie des catastrophes universelles، التي وضعها كوفييه Cuvier قبل عدة عشرات من السنين. ولكن هناك حوادث قديمة تتناقض مع مبدأ المعاصرة منها: وجود نطاقات معتدلة أو مدارية حالية مغطاة بالجليديات، تشكل فجوات أو كهوف Crateres باصطدام نيزكي، أو أخيراً تشكل مولد نووي طبيعي في مكمن يورانيوم هيدروترمالي Gite. ومن المؤكد أن هذه الحوادث وثقت بالرغم من عدم رؤيتها حالياً.

بالاستناد إلى ما سبق يمكن أن ندرك، أو نعتقد أنه كان هناك ومنذ القدم، غلاف جوي Atmosphère مكون من الميتان والآزوت حول الأرض، حيث تشكلت ذرات عضوية Molécules organiques، ثم اختفى هذا الغلاف بعملية أكسدة. ولا يتناقض ذلك مع قوانين الفيزياء والكيمياء. وبعض الجيولوجيين حاولوا صياغة قوانين جيولوجية بحتة (مثلاً ما يتعلق بتطور الجيوسنكلينات) مثل القوانين البيولوجية، الاقتصادية، والسيكولوجية. إلا أن هذه القوانين الخاصة بحوادث معقدة غير مفهومة بشكل كلي أو مؤكد، وتعاني من استثناءات متعددة (استثناءات، كما يقولون تؤكد القاعدة)، قواعد تحجب تطبيق القوانين الفيزيائية التي تستطيع – بشكل صحيح – تحليل وتفسير هذه الظواهر أو الحوادث. من هنا ضرورة اعتماد قوانين فيزيائية متحركة مع الزمن يمكن البرهنة عليها.

1-4- طرق دراسة البنيوية Méthodologie

في الدراسات التف صيلية تعتمد الجيولوجيا البنيوية طرقاً حقلية ومخبرية وصولاً إلى النمذجة. أولى هذه الطرق وأسرعها الملاحظة. إذ بملاحظة الطبقات الصخرية يمكن تحديد فيما إذا تعرضت المنطقة للتشوهات وطبيعتها. فالصخور المستوية تشير

إلى هدوء تكتوني، أما الطيات فتشير إلى ضغوط جانبية، والفوالق تشير إلى ضغوط إذا كانت مقلوبة، أو متباعدة إذا كانت عادية. وباستخدام المجهر تسمح البنيات تحديد فيما إذا تعرض الصخر لضغوط، وشداتها حسب نوع البنية. فتلك الحبيبية المدورة تشير إلى هدوء، والمتطاولة إلى تشوهات بلاستية، وإعادة التبلور وبنيات الموزاييك تعكس تشوهات بلاستية شديدة. هذه وتلك، يمكن أن تترجم بقياسات حقلية ومخبرية تُسْقَطُ على منحنيات وشبكات تسمح بتحديد نوع التشوهات واتجاهاتها، والانتقال من النوعي إلى الكمي. كما يمكن من خلال التكامل بين مقاييس الدراسة، من الربط بين فروع البنيوية، والوصول إلى معطيات تفصيلية، بالانتقال من الميكروتكتونيك إلى الجيوتكتونيك. وبالمقابل يمكن من خلال تحليل التشوهات الجيوتكتونية الوقوف على التفاصيل الصغيرة.

أما على صعيد الدراسات الإقليمية والكرة الأرضية فَتُسْهِمُ مجموعة من العلوم نذكر منها:

المغناطيسية القديمة: لقد أمكنَ – من خلال قياس المغناطيسية المتبقية Aimentation Remanente للصخور البركانية من أعمار مختلفة –، اكتشاف انقلابات متعددة الاتجاه للحقل المغناطيسي الأرضي Champs magnétique terrestre، وقد سمحت هذه الاكتشافات بإقامة تأريخ مغناطيسي قديم Chronologie palomagnétique مميز من ذلك الذي يعتمد الباليونتولوجيا أو النظائر المشعة، كما سمحت الاكتشافات نفسها من تفسير منشأ نطاقات الشواذ للحقل المغناطيسي بالإضافة إلى دراسة انزياح القارات.

علم الزلازل: ويهتم بدراسة داخل الكرة الأرضية بالاعتماد على الموجات الاهتزازية، ودراسة توزع الزلازل وآلية تشكلها؛ أي تحديد الجهود المسببة لهذه الهزات على سطح الكرة الأرضية، مما نجم عنه تمييز عدة صفائح خالية من التشوهات محاطة بأحزمة نشطة زلزالية.

الجاذبية والجيو ديزيا: تدرس الجاذبية حقل الثقالة Champs de pesenteur التي ترتبط تغيراته الجغرافية بتموجات سطح الكمون المتساوي كأساس، وهو ما يحدد الجيود Géode، وفي الماضي لم يكن بالإمكان قياس هذه التموجات «التغيرات»، إلا في القارات؛ وباستخدام جهاز يعرف بجهاز التسوية Nivellement. أما الآن فيمكن أن يتم في كل مكان عن طريق استخدام الأقمار الصناعية Satéllites.

وقد بينت الجاذبية وجود توازن سكوني Isostasie (وهو توازن هيدرو ستاتيكي على عمق معين)، وتعويض إقليمي Componsation régionale، ومن هنا ظهر مفهوم الصفائح الليتوسفيرية العائمة فوق وسط أكثر ليونة، والذي نطلق عليه الأستينوسفير.

الجيوفيزياء البحرية: وتهتم بدراسة المحيطات الكبيرة والظهرات المحيطية Dorsales océaniques، وكذلك بدراسة شواذ الحقل المغناطيسي الأرضي، انطلاقاً من مفهوم توسع قاع المحيطات Expension des fonds océaniques، بالإضافة إلى اهتماماتها بنطاقات الغوص subduction؛ وبالتالي كانت ولادة تكتونيك الصفائح.

الحرارية: وتعتمد على دراسة الشواذ الحرارية، وتحديد منشأ هذه الشواذ وتفسيرها، لأنها غالباً ما ترتبط مع حركات أو بنيات محددة. ويلاحظ بشكل عام أن التدفق الحراري يكون أكبر من العادي في الأحواض الهامشية Basins marginaux وأقل من العادي في الحُفَر Fosses.

إن المبادئ النظرية والرياضية لهذه الطرق ومبادئ تطبيقاتها والأجهزة المستخدمة في كل منها هي، ميدان الدراسة في مقررات أخرى، وهو ما سيحقق نظرياً وتطبيقياً الترابط بين التكتونيك والجيوفيزياء، جوهر ومادة التكتونيك الفيزيائي والجيوديناميك.

ولا يفوتنا في هذا المجال الإشارة إلى التكامل القائم بين هذه الفروع وفروع الجيولوجيا التقليدية، ولاسيما علم الفلزات، علم الصخور والبترولوجيا، التي تشكل معاً وحدة تهتم بخواص الفلزات وتركيب الصخور وشروط تشكلها، وكذلك علم الترسيب والستراتيغرافيا والمستحاثات؛ وهذه بدورها تشكل وحدة تهتم بالدياجنيز وشروط الترسيب، إضافة إلى كل من الجيومورفولوجيا وعلم المحيطات وغيرها.

1-5- معلومات عامة عن الأرض Généralités

يهتم الجيولوجي والجيوفيزيائي بالأرض شكلاً وتركيباً، لكن الجيوفيزيائي يتعامل أكثر مع المكونات الداخلية للأرض. لذلك سنلقي الضوء بإيجاز على شكل الأرض وتركيب هذا الكوكب وبنيته، طبقاً للمفاهيم الجيولوجية التقليدية والجيوفيزيائية الحديثة.

▪ الشكل La forme

الأرض دائرية مع تسطح بسيط في القطبين وانتفاخ في الاستواء. صحيح أن دائرية الأرض معروفة منذ القديم، وأرسطو لم يشك بذلك، واليونان فهموا ذلك من رؤيتهم اختفاء المراكب عند الأفق، لكن ذلك لم يتحقق إلا بعد نقاشات وحوارات وبعثات أثبتت هذا الشكل، وأسهم كثيرون في تحديده بشكل علمي ورياضي استند إلى قوانين المثلثات على يدي اراتوستين*. ثم كانت قياسات غاليلي، هويغن، الشير، هالي، ديكارت، نيوتن، غاسيني ومورو، وحتى فولتير أشرك ريشته في هذا النقاش الذي طال الجمعية الملكية اللندنية، والأكاديمية الملكية الباريسية قادت إلى بعثات لابوني والبيرو. إن هذه النقاشات والتجارب قادت إلى التسليم التام بالشكل المعتمد للأرض والمشار إليه أعلاه.

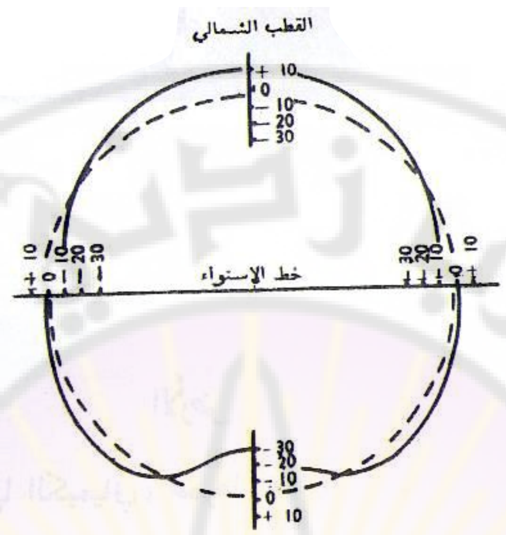
كان نيوتن Newton أول من حدد شكل الأرض الكروي تقريباً مع وجود تسطح في القطبين الشمالي والجنوبي. ولكن الفرنسي غاسيني Cassini عارضه قائلاً: إن الأرض مسطحة عند خط الاستواء ومنتفخة عند القطبين كشكل البيضة، إلى أن كانت البعثة الفرنسية الجيوئيدية إلى البيرو Peru ولابلاند Lapland في عام (1730)، التي استطاعت قياس قطر انحناء الكرة الأرضية عند خط الاستواء وعند القطبين، مبينة صحة فرضية نيوتن، فالأرض مسطحة عند القطبين (شكل 1.1).

يمكن حساب تسطح الكرة الأرضية في القطبين بالمعادلة التالية: $F = (a-b)/a$

حيث F التسطح، a نصف القطر حسب خط الاستواء، b نصف القطر حسب القطبين، ويمكن تفسير تسطح الأرض في القطبين على الشكل الآتي: إن سطح كتلة سائلة متجانسة الكثافة تدور تحت تأثير ثقالتها والقوى الطاردة للدوران، هو عبارة عن إهليلج دوراني منتظم. وبازدياد الكثافة باتجاه المركز، الذي لم يكن معروفاً آنذاك عن الأرض، فإن قطر الإهليلج يزداد اتساعاً على طرفي محور الدوران. وهكذا عُدَّ شكل الأرض كإهليلج متسطح قليلاً في القطبين.

حسب نيوتن فإن F قدرت بـ 1/230؛ أما البعثة الفرنسية فقد قدرته بين -1/178/ 1/310. وبعد ظهور الطرق الحديثة التي استخدمت الأقمار الصناعية (Satelites)

* لمزيد من الإطلاع يمكن العودة إلى مؤلفنا، مبادئ الجيولوجيا البنيوية. من مطبوعات جامعة دمشق 2006.



شكل 1.1

شكل الأرض كما حددته البعثة الجيوئيدية الفرنسية عام (1730)، ويلاحظ وجود تسطح القطبين الشمالي والجنوبي

فإن جيفري jeffreys في عام (1959) وجده يعادل 1/279.3؛ وهكذا فإن نصف القطر الاستوائي يساوي 6378KM والقطبي 6357KM.

■ **التركيب La Composition**

عندما نستعرض بنية وتركيب الأرض العميقة وتركيبها، يجتاحنا بعضٌ من الشك. إذ كيف يمكن التأكد منها مادامت رؤيتها غير ممكنة والحفر الأعمق لا يتجاوز تقريباً 15 كيلومتراً؟ لكن هناك أساليب عديدة "لرؤية" الداخل من خلال إشارات يرسلها لنا، إذا أحسن قراءتها ومن هذه الإشارات؛ الهزات الأرضية، الصبات البركانية، الجاذبية الأرضية، والمغناطيسية... وغيرها، ومقارنات مع الكواكب والنيازك الفضائية التي كانت تشكل معها كلاً واحداً، كما يعتقد. إضافة إلى معطيات التجريب المخبري أو ما يعرف بالبترولوجيا التجريبية.

يعتقد في ضوء ما تقدم أن كتلة الأرض البالغة تقريباً 5.977×10^{27} g تتكون من:

1- المعادن Metaux أو ما يسمى سيديريت Sidirites وهي مشكلة بصورة رئيسية من الحديد والنيكل (90% حديد) تمثل 10% من كتلة الأرض.

2- الأحجار أو ما يسمى ايروليت Aérolites وهي مكونة من السيليكات وتقسم إلى قسمين:

. الكوندريت Chondrites وهي مكونة من حبات مدورة معروفة باسم كونديل Chondrules.

. الأكوندريت Achondrites وهي تشبه تقريباً الكوندريل.

90% من الأحجار هي كوندريت ذات تركيب متجانس تقريباً يشبه تركيب الصخور فوق الأساسية.

والتركيب المنرالوجي المعطى لها هو الأتي:

46% أوليفين $(Mg,Fe)_2 \, SiO_4$

25% بيروكسين $(Mg,Fe) \, SiO_3$ or $(Ca, Mg, Fe, Al)_2 \, (Al, Si)_2 \, O_6$

12% بلاجيوكلاز $Na \, Al \, Si_3 \, O_8 - Ca \, Al_2 \, Si_2 \, O_8$

11% نيكل وحديد

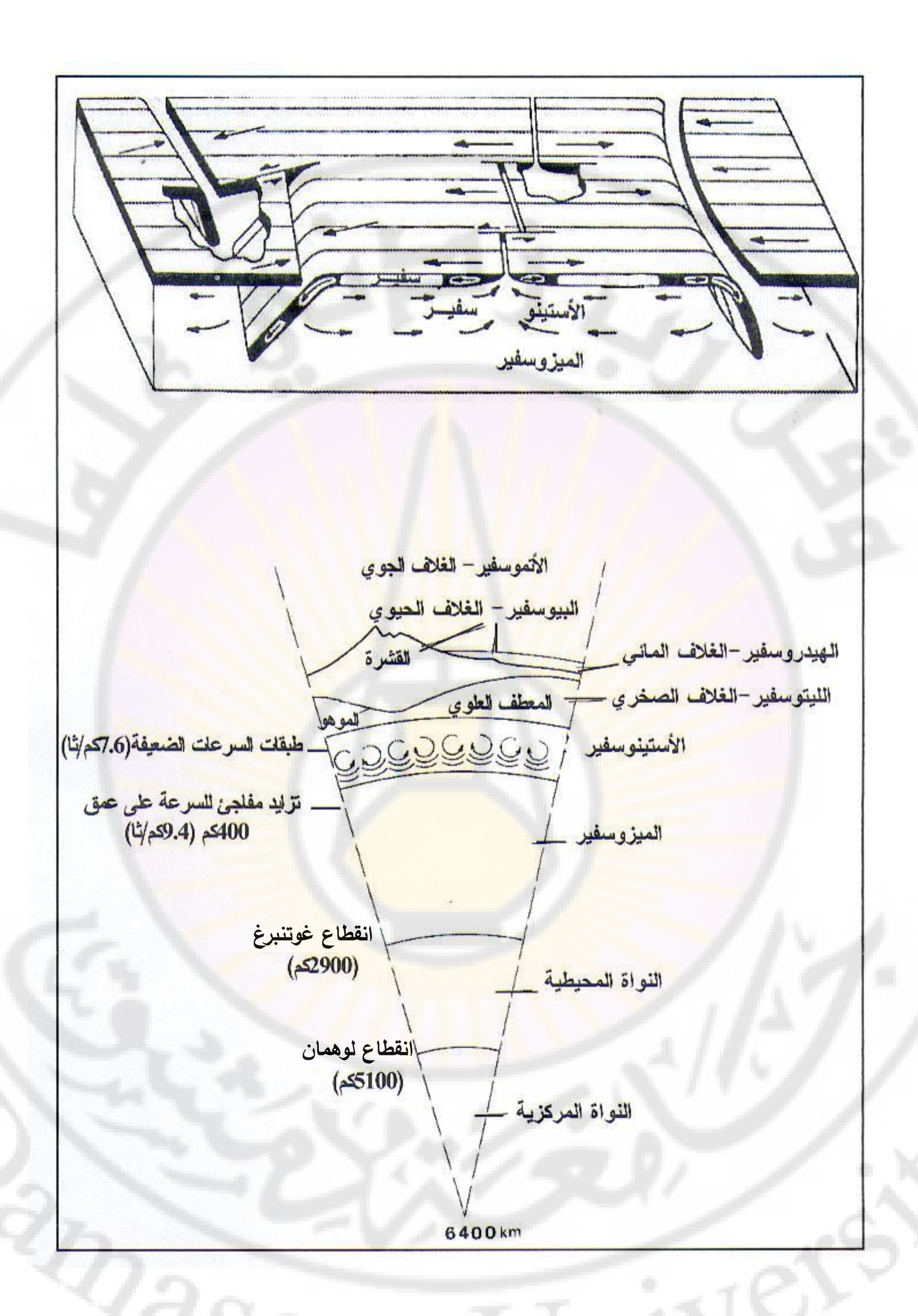
أما الأكوندريت فهي فقيرة بالحديد والنيكل، ولها تركيب يقترب من البازلت متوسطة بين الأحجار والمعادن. إن وجود هذين النوعين من النيازك يفترض حصول تمايز في الأرض. إن النيكل والحديد نظراً لثقلهما يتوضعان في مركز الأرض في حين أن الطبقات الغلافية ذات تركيب مشابه لتركيب الكوندريت.

على أن ذلك كله يجب أن يؤخذ بحذر نظراً للاختلافات الكائنة بين نيزك وآخر وكوكب وآخر. فالدراسات الحديثة تبين اختلافاً كبيراً في سيليكات كل من الأرض والقمر.

■ **البنية الداخلية La structure interne**

ما استدعي لمعرفة تركيب الأرض، يصلح هنا أيضاً، للوقوف على بنية الأرض الداخلية، وهذا بحدِّ ذاته يشكل جزءاً من المغامرة الحديثة للعلم، انطلاقاً من تقنياته المتطورة وبناء على محاكمات العلماء والخبراء المبدعة، التي لخصها شيرلوك هولمز: سيرورة واقعية منسجمة مع قوانين الطبيعة والفيزياء والكيمياء، تقوم على مؤشرات مترابطة.

الأرض لها بنية بيضة الدجاج، قوقعة قاسية هي القشرة، التي تكون إما قارية أو محيطية مرققة، المعطف يكون من مواد صلبة تحيط بنواة منصهرة في مركزها حبيبة صلبة. القشرة والمعطف مركبات سيليكية، أما النواة فهي حديدية التركيب، ينجم عن حركتها الحقل المغناطيسي الأرضي الذي، رغم صعوبة مهمته، أوضحته معادلات ماكسويل. لكن بفضل نظرية تكتونيك الصفائح والخصائص الريولوجية لمكونات الأرض، وبالتوازي مع البنية الأساسية المبينة أعلاه، قدمت الجيوفيزياء التطبيقية تصوراً حديثاً يميز في الأرض البنية الآتية (شكل 2.1):



شكل 2.1

نموذج تخطيطي يوضح مكونات المعطف العلوي الثلاثة، الليتوسفير والأستينوسفير والميزوسفير (في الأعلى) ومواقعها في بنية الأرض بأغلفتها الحيوية والجوية والداخلية (في الأسفل) (**Bellair et Pomerol 1977**).

Damascus University

1- الليتوسفير Litosphère بسماكة تتراوح من 70-150كم، ويشمل القشرة الأرضية وجزءاً من المعطف العلوي.

2- الأستينوسفير Asténosphère ويتألف من عبارة عن مواد لزجة قادرة على التشوه والتغير بسهولة.

3- الميزوسفير Mezosphère ويبدأ اعتباراً من 800كم ويتكون من مواد صلبة قاسية.

يفصل القشرة الأرضية التي يتراوح سمكها بين 15-70كم عن المعطف انقطاع موهوروفتيش، حيث يلاحظ تغير مفاجئ في سرعة الموجات الاهتزازية وفي كثافة الطبقات. نميز بين قشرة قارية وقشرة محيطية يفصل بينهما نطاق شبه بحري أو ما يسمى قشرة متوسطة.

إن بنية القشرة الأرضية وتركيبها، والتي سنتعرض لها، قد حازت على اهتمام الجيولوجيين والفيزيائيين، ولذا فإن كثيراً من الدراسات تركزت على بنيتها وتركيبها، وقد أسهم في تقدم هذه الدراسات، التطورات التي حدثت في الأجهزة وفي المفاهيم العامة كنظرية تكتونيك الصفائح، وتوسع أعماق المحيطات. وسنحاول عرض النماذج والنظريات المختلفة التي وضعت فيما يتعلق بهذه البنية والتركيب.

1-6- الليتوسفير . بنية القشرة الأرضية والمعطف العلوي La litosphére – struclure de L'écorce terrestre et du manteau supérieur

لم تكن معلوماتنا المباشرة عن الليتوسفير (القشرة الأرضية والمعطف العلوي) حتى عام (1960)، تتجاوز العشرة كيلومترات الأولى من العمق، ولم تتجاوز في أيامنا الحالية بعد، الخمسة عشر كيلومتراً (العمق الأقصى الذي يمكن وصوله بواسطة أعمال السبر) رغم التقدم التقني، مع مراعاة الحد الأقصى لارتفاع الجبال أو انخفاض الوديان). لكن الفضل الأكبر في فهمنا الحالي يعود للتقدم الحاصل في مجال الجيوفيزياء ولاسيما التكنولوجيا المستخدمة. وهكذا فقد طرحت عدة نماذج Modéles عن بنية الليتوسفير وتركيبه، منها الجيوفيزيائي، والبتروغرافي والبنيوي. وسنحاول في هذا الفصل طرح هذه النماذج كافة، ومناقشتها في ضوء المعطيات الحديثة للدراسات البترولوجية التطبيقية Pétrologie Expérimentale، ثم وضع تصور عام مستوحىً من هذه المعطيات.

1-6-1- معطيات جيوفيزيائية Modéle géophysique

تستند هذه المعطيات على تغير سرعة اختراق الموجات الاهتزازية Ondes Sismiques (p) للطبقات المختلفة المكونة للقشرة الأرضية والمعطف العلوي. هذه التغيرات للسرعات الاهتزازية ترتبط بالدرجة الأولى بتغيرات الكثافة للطبقات المخترقة كما هو مبين في الشكل (3.1).



شكل 3.1
سرعات اختراق الموجات الاهتزازية لبعض الصخور حسب تغير شروط الحرارة والضغط

إن عدداً كبيراً من البروفيلات Profils قد تم وضعه بناء على كثير من الدراسات وذلك منذ عام (1960)، وهذه الدراسات أدت إلى تغيرات ملحوظة ومهمة في مفاهيمنا الكلاسيكية فقد تبين:

. إن الحدود بين الطبقات ليست دوماً واضحة، بما في ذلك انقطاع موهو (Moho).

. إن سرعات اختراق الموجات الاهتزازية تتغير حتى ضمن الطبقة الواحدة.

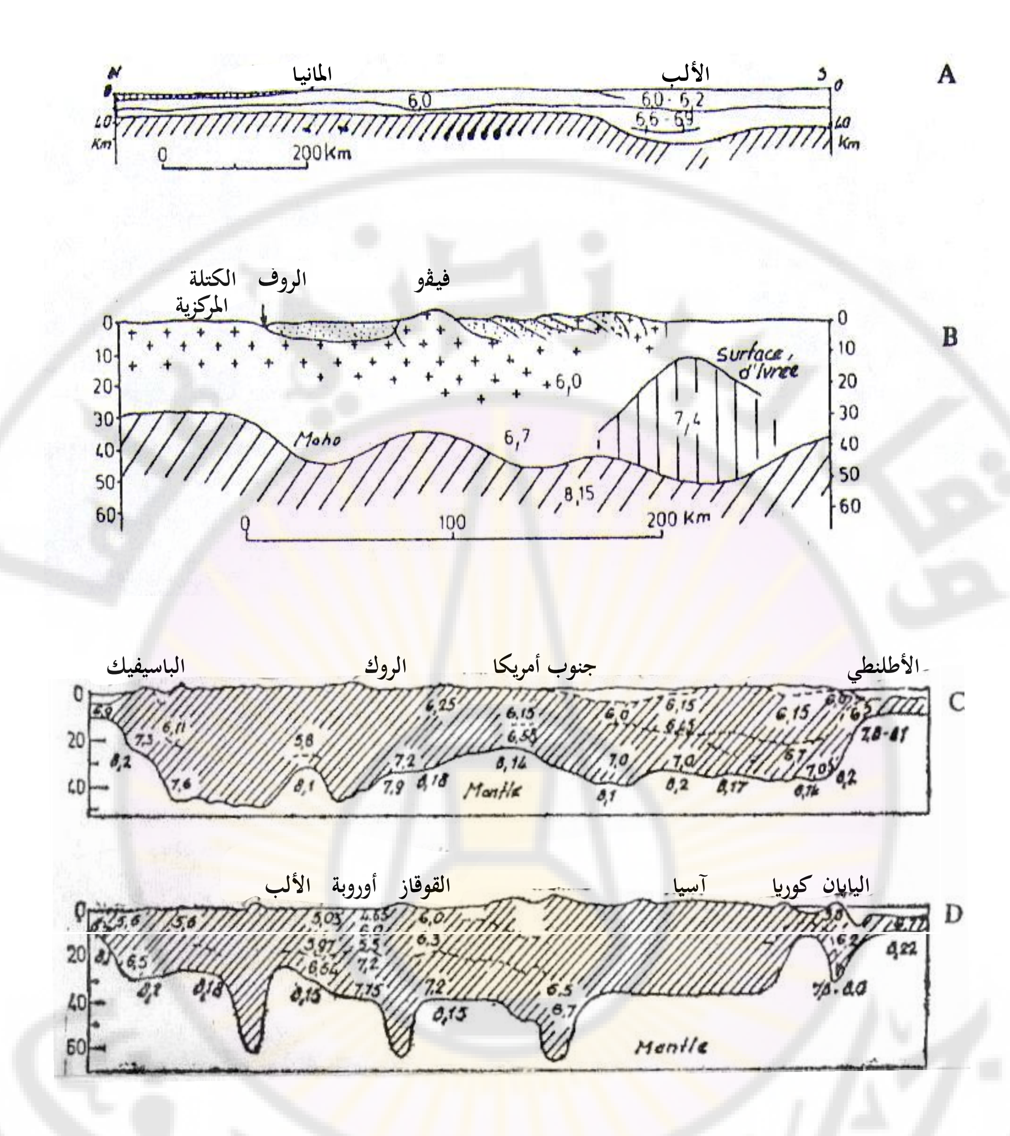
. إن سرعة اختراق الموجات الاهتزازية لا تتغير بشكل مستمر مع ازدياد الأعماق في المعطف العلوي، ومع ذلك فإنه بشكل عام، وبنظرة إجمالية لمجمل النتائج التي أمكن الحصول عليها، فقد تم وضع تصور عام لبنية القشرة الأرضية وتركيبها والمعطف العلوي على الشكل الآتي، بحيث نجد من الأعلى إلى الأسفل (شكل 4.1).

1- طبقة تتميز بسرعات اختراق محصورة بين 2-5 كم/ثا وكثافة 2.5 غ/سم^3.

2- طبقة تتميز بسرعات اختراق محصورة بين 5.9-6.3 كم/ثا وكثافة من 2.7-2.8 غ/سم^3.

3- طبقة تتميز بسرعات اختراق محصورة بين 6.8-7.2 كم/ثا وكثافة 2.8-2.9 غ/سم^3.

4- إن الانتقال من الطبقة 3 إلى الطبقة 4، يتم مترافقاً بتغير سريع ومفاجئ لسرعات الموجات الاهتزازية؛ وذلك من 7.9 كم/ثا إلى 8.2 ± 0.2 كم/ثا وكثافة متوسطة



شكل 4.1

معطيات الجيوفيزياء عن مكونات القشرة الأرضية والمعطف العلوي

- **A مقطع عام للركيزة الأوروبية والألب حسب Closs (1965).**
- **B بنية القشرة تحت سلاسل الألب بين الكتلة المركزية الفرنسية وسلاسل البو وسرعة الموجات الاهتزازية المميزة حسب Closs et Labrouste (1963).**
- **D.C مقطعان اهتزازيان عبر القارات يبينان سرعة الموجات الاهتزازية حسب Holmes (1962).**

تبلغ 3.4غ/سم^3، وهو ما نسميه بانقطاع موهو Discontinuité de moho. أول إطلاق عبارة موهو MOHO كان في عام (1909) من قبل السيسموغرافي اليوغسلافي (Mohorovicic-). حيث لاحظ هذا الجيوفيزيائي أن سرعة اختراق الموجات الاهتزازية (p) تعاني على عمق 10-30كم انقطاعاً لتصل فجأة إلى 8.2كم/ثا. وقد عزا هذا الانقطاع إلى تغير ليتولوجي Changement lithologique في تركيب الطبقات الذي عرف منذ ذلك الحين بانقطاع موهو -MOHO-.

1-6-2- معطيات بتروغرافية . ماغماتية، طبقات غرانيتية وبازلتية Modéle pétrographique, Magmatique: Couches granitiques et basaltiques

هذه المعطيات تستند إلى الفرضيات النظرية الخاصة بالطبية البتروغرافية لمكونات القشرة الأرضية والمعطف العلوي. إن عدداً كبيراً من النماذج قد تم وضعه من قبل عدد كبير من العلماء والجيولوجيين خلال الخمسة عشر عاماً الأخيرة. هذه النماذج كافة تتفق مع بعضها لتسمح بتمييز عدة وحدات بتروغرافية ذات تركيب كيميائي مختلف (شكل 5.1).

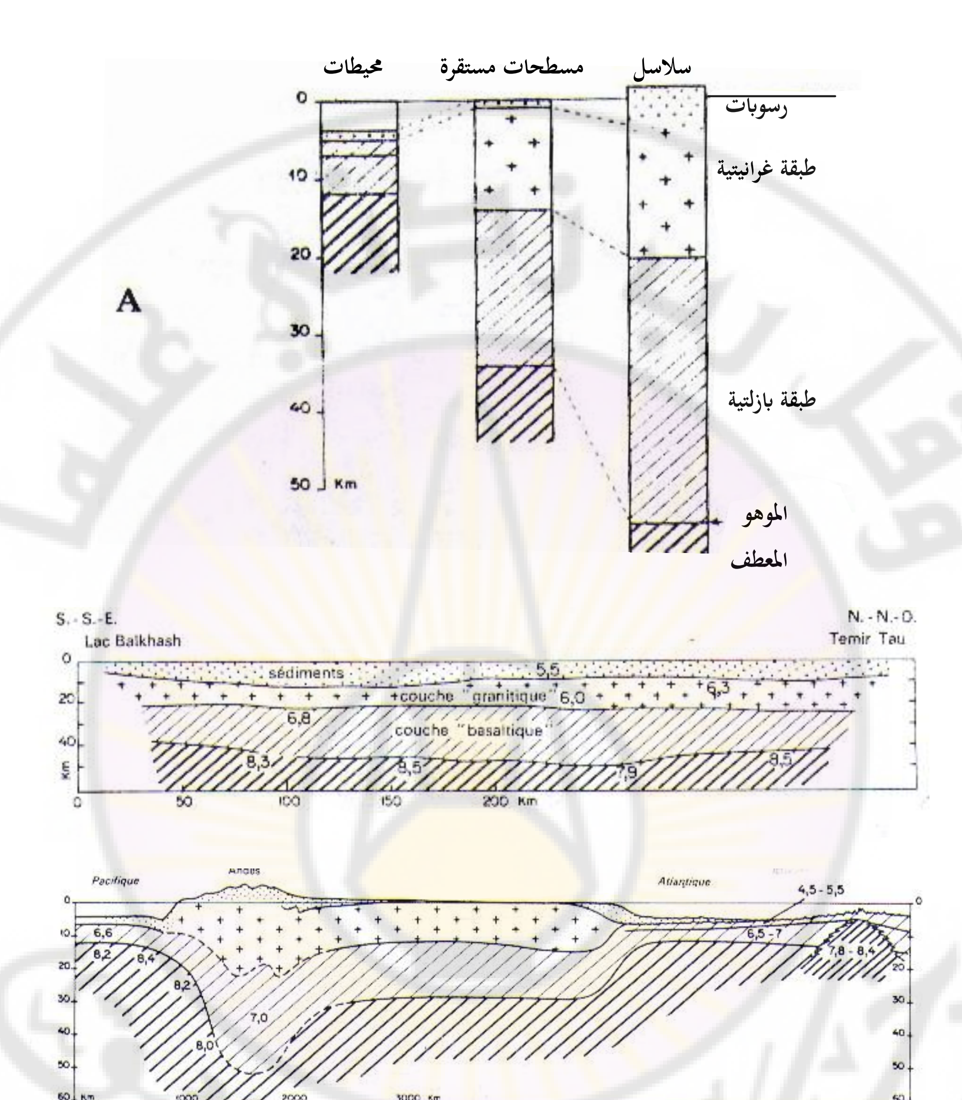
. صخور رسوبية غير ملتوية وغير متحولة سماكتها متغيرة جداً، في بعض الوديان تتجاوز سماكة الرسوبات عدة عشرات الكيلومترات، في حين أنها في النطاقات الملتوية والمتكسرة قد تكون مهملة وغير موجودة.

. أراضٍ غرانيتية ذات سماكات كبيرة تتراوح من 10 إلى 15كم.

. أراضٍ يطلق عليها لقب بازلتية، وهي تمثل حجماً كبيراً سماكتها كبيرة، وقد تصل من 20-40كم، ولاسيما في المناطق الأوروجينية Zones orogéniques.

. صخور ذات تركيب فوق أساسي Ultrabasique وذو طبيعة متغيرة وذلك حسب المؤلف فهي؛ بيريدوتيتية Péridotites، غابروية Gabbros أو ايكلوجيتية Eclogites وتقع في المعطف العلوي.

إن الفاصل ما بين الطبقات الغرانيتية والبازلتية يمكن كشفه أحياناً بواسطة الطرق الجيوفيزيائية وهو ما يعرف بانقطاع كونراد (CONRAD). أما الفاصل بين الطبقات البازلتية والمعطف العلوي فهو أكثر ظهوراً ويعرف بانقطاع موهو -MOHO–.



شكل 5.1

مقاطع بتروغرافية للقشرة الأرضية والمعطف العلوي

A . مقاطع نموذجية حسب Mattauer (1973).

B . مقطع للقشرة القارية في الاتحاد السوفييتي السابق حسب Sollogub (1969).

C . مظهر القشرة الأرضية بين المحيط الهادي والعرف الأطلنطي حسب Routt (1964) و Fwing (1964)

1-6-3- معطيات بتروغرافية استحالية وبنيوية Modéle Pétrographique métamorphique et structural

إن طبيعة الطبقة الثالثة المذكورة في الفقرة السابقة «الطبقة البازلتية» قابلة للنقاش، فهي عند نفر من الجيولوجيين مكونة من صخور امفيبوليتية Amphibolites أو غرانيوليتية Granulites، وعند آخرين مكونة من صخور غابروية Gabbros، كذلك الأمر بالنسبة للطبقة الرابعة حيث يعتقد بعضهم أنها مكونة من صخور بيريدوتية Péridotites، ويرى آخرون أنها مكونة من صخور ايكلوجيتية Eclogites. وانطلاقاً من ذلك قام البروفسور تورية Touret في عام (1974) في أعقاب دراسة إقليمية للصخور الاستحالية في النرويج مستنداً إلى المعطيات البترولوجية الحديثة Données pétrologiques Récentes، وإلى التحليل البنيوي Analyse structurale من قبل العالم بيلوسف بوضع نموذج بتروغرافي استحالي وبنيوي للقشرة الأرضية والمعطف العلوي وهو يميز من الأعلى إلى الأسفل (شكل 6.1).

I- رسوبات.

II- ايبيزون Epizone وهو مكون من صخور شيستية خضراء Schiste Vert، يلاحظ فيها تطور نوع من الشستزة Schistosité الذي يمحو التطبق الأولي Stratification initiale.

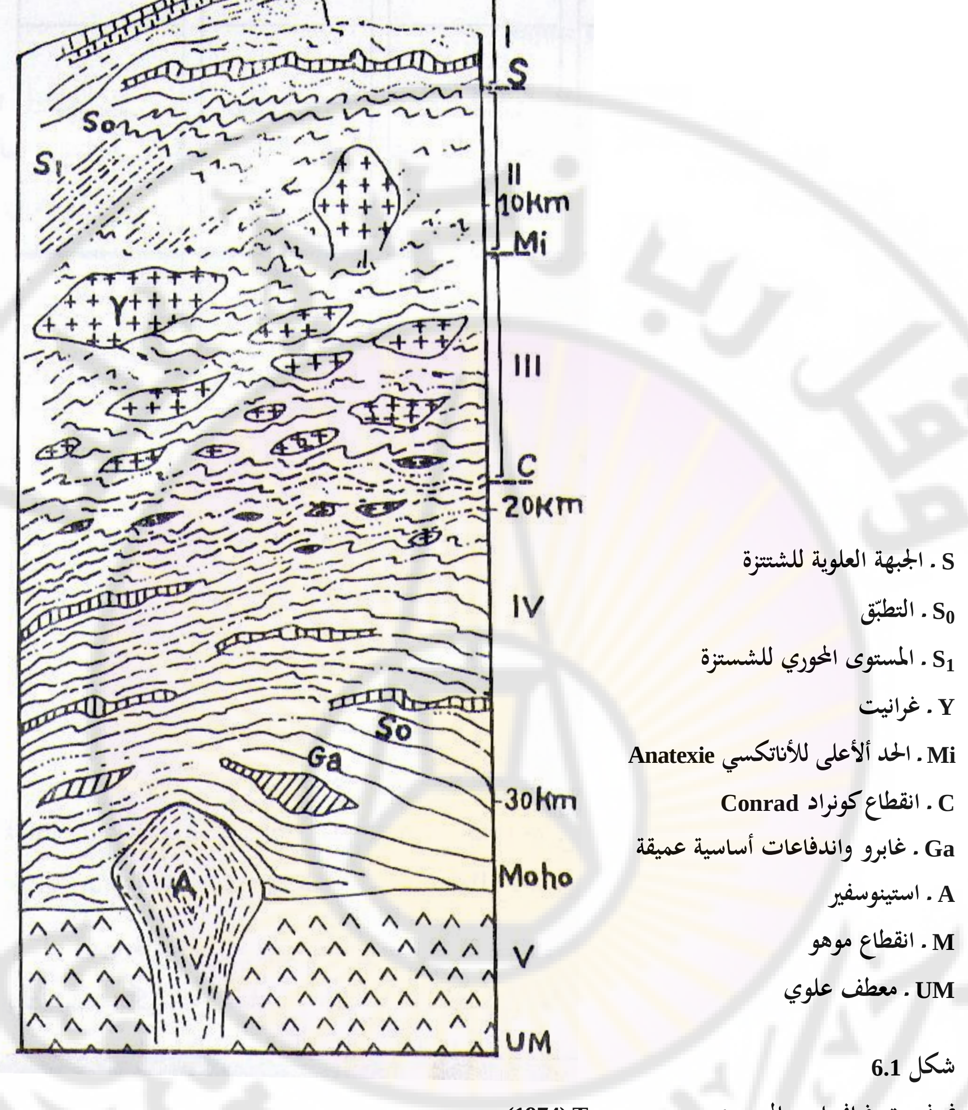
III- ميزوزون Misozone وكاتازون Catazone وهو مكون من صخور امفيبوليتية Facies amphibolite تسيطر عليها الطبيعة الغرانيتية الماغماتية.

IV- كاتازون عميق Catazone profonde مكون من صخور غرانيوليتية Roches Granulitiques تشكل قاعدة القشرة الأرضية.

V- المعطف العلوي مكون من صخور فوق أساسية Roches ultrabasiques.

1-7- ميكانيكية التشوه . مفاهيم رياضية Mecanisme de la deformation – Notions mathematiques

نوجز فيما يلي مفهوم التقطع بفعل القوى التي تؤثر على مواد القشرة الأرضية ووسائل دراستها ولاسيما دائرة مور.



S . الجبهة العلوية للشتتزة

S_0 . التطبّق

S_1 . المستوى المحوري للشستتزة

Y . غرانيت

Mi . الحد الأعلى للأناتكسي Anatexie

C . انقطاع كونراد Conrad

Ga . غابرو واندفاعات أساسية عميقة

A . استينوسفير

M . انقطاع موهو

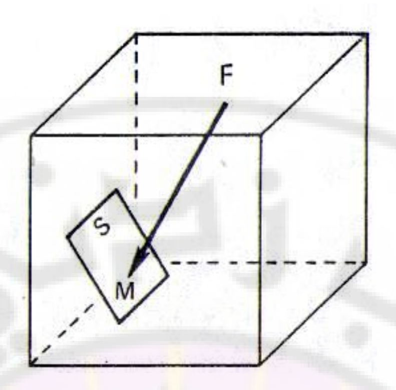
UM . معطف علوي

شكل 6.1

نموذج بتروغرافي استحالي بنيوي حسب Touret (1974) .

1-7-1- مفهوم الإجهاد La notion de contrainte

تخضع صخور القشرة بشكل دائم لقوى Forces أو محرضات حسبما يكون الصخر خاضعاً لانضغاط أو تباعد أو حركات عمودية، أو أن هذه الصخور في وضع الراحة ضمن صفيحة غير مشوهة. لنفترض وجود عنصر صغير في القشرة الأرضية، ذي سطح S وذي توجه ما محيط بنقطة M وخاضع لقوى F. نسمي إجهاداً في M حد التناسب $\sigma = \frac{df}{ds}$ عندما S تنتهي إلى الصفر (شكل 7.1).



شكل 7.1
توضيح مفهوم الإجهاد

لنعتبر الآن عناصر أخرى ذات سطح S وتمر من نفس النقطة M ولكن ذات توجه مختلف فإنه يمكن مواجهة حالتين:

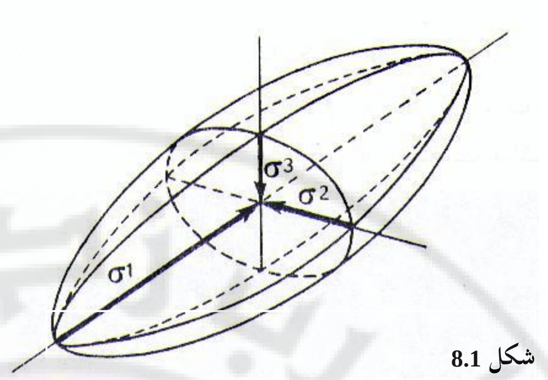
1- الإجهاد يبقى ثابتاً مهما كان التوجه S وفي هذه الحالة؛ فإن الإجهاد هو هيدروستاتيكي لأنه يمثل حالة السوائل. وبالواقع إذا وضعنا غشاء مانو مترياً، في منطقة معينة من وسائل ووجهناه كيفما شاء، فإنه يمكننا أن نتأكد أن الضغط يبقى ثابتاً، وهذا الإجهاد يقال عنه أيضاً إنه متجانس Isotrope ويمثل بكرة ذات نصف قطر σ (شكل 8.1).

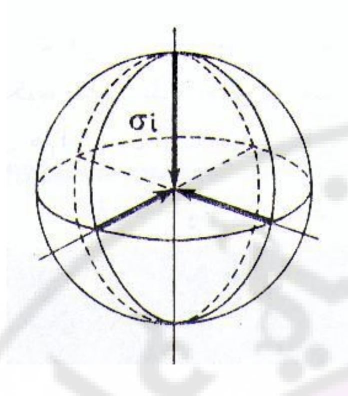
2- الإجهاد يتغير في القيمة والاتجاه في حال تغير وتوجه S، وهكذا يتوافق في النقطة M قيم مختلفة لـ φ أي أنه يتشكل حزمة من الجهود.

فعندما يكون الصخر متجانساً Homogene ومستمراً، فإن مكان نهاية الشعاع النازل من M والمميز بطول σ واتجاه dF، هو إهليلج يدعى إهليلج الإجهادات والذي يعبر عن محاوره σ_1، σ_2، σ_3، والمسماة اتجاهات الإجهاد الرئيسي، الإجهاد المتوسط، الإجهاد الأصغري ويقال إننا بصدد إجهاد ثلاثي (شكل 8.1).

ويختلف وضع الإجهاد تبعاً لحالة الصخور داخل القشرة:

1- حالة صخور في وضعية الراحة ضمن صفائح ثابتة أو مستقرة: لنعتبر عنصراً ما من صخر يقع على عمق 5كم، فهو لا يخضع إلا لثقل الصخور الواقعة فوقه ويمكن حساب هذا الثقل إذا أمكن معرفة كثافة الصخور، وإذا اعتبرت هذه الكثافة مساوية 2.5 فإن الضغط السائد على عمق 5كم هو 1250كغ/سم^2، إلا أنه يمكن التأكد من أن هذه القيمة قليلة التباين إذا ما أجرينا قياسات للضغط في اتجاهات مختلفة، بمعنى آخر، يمكننا أن نعتبر أنه يسود في هذه الأجزاء من القشرة الأرضية إجهادٌ من النوع الهيدروستاتيكي نسميه





شكل 8.1

تمثيل الإجهاد المتجانس بكرة والجهد ثلاثي المحاور بإهليلج.

ضغاطاً ليتوستاتيكياً Lithostatique والذي يزداد مع العمق بحيث يمكن القول: إن القشرة تتصرف كسائل لزج جداً لا تظهر خواصه إلا على مقاييس زمنية محددة، ولا تستمر إلا للحظات قصيرة من رتبة الثانية، وعلى ذلك نعتبر أن القشرة تتصرف كصلب.

2- صخر خاضع لإجهاد تكتوني: إن الإجهاد في هذه الحالة ثلاثي المحاور ويتميز بالمحاور σ_1، σ_2 ، σ_3 ، ويمكن دوماً اعتباره كأنه ناجم عن ازدواج الإجهاد الليتوستاتيكي σ_i وإجهاد تكتوني σ_t الذي يكون في الحالة العامة ثلاثي المحاور.

2-7-1- شروط التجارب Conditions des éssais

في الواقع التكنولوجي الحالي يمكن التوصل لإجراء تجارب بضغوط تتجاوز عشرة كيلوبارات؛ أي ما يعادل أعماق من رتبة /40/كم ويمكن إعادة بناء القيم الضغطية التي تسود في القشرة مخبرياً.

ولكن بما أن الحرارة ترتفع مع الضغط، فإنه يجب إذا ما أريد الاقتراب من الشروط الحقيقية إجراء التجارب تحت حرارة عالية، وحالياً يمكن إجراء تجارب تحت حرارة عالية حتى 800 درجة وأحياناً 1000-1200 درجة، أي أنه يمكن إجراء التجارب تحت ضغط وحرارة مماثلة لتلك السائدة في القشرة، ومع ذلك فإن هذه التجارب لم تعطنا حتى الآن نماذج يمكن تطبيقها مباشرة على التشوهات في الطبيعة وذلك للأسباب الآتية:

. إن التشوه في المختبر متميز بتناظر محوري، ولايتوافق إلا مع حالة خاصة حيث: $\sigma_2 = \sigma_3$.

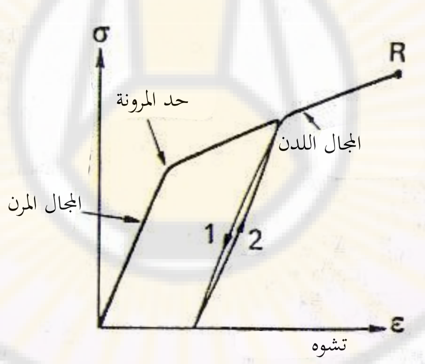
. إن العينات هي دوماً ذات مقاييس صغيرة.

. سرعة التشوه هي دوماً أكبر من سرعة التشوه الحقيقية، ومع هذا يمكن أحياناً تجاوز هذه الصعاب باستخدام نماذج مصغرّة.

3-7-1- منحنيات الإجهاد . التشوه Les courbes contrainte- Déformation

لنفرض أنه تم إجراء تجربة ثلاثية المحاور تحت ضغط اتفاقي محدد $\sigma_3 = \sigma_i$، فإذا سجلنا في نفس الوقت تغيرات الضغط $P = (\sigma_1 - \sigma_3)$ وتغير التشوه، فإننا نحصل على منحني تشوه . إجهاد. إلا أنه يمكن التأكد أن المنحنيات تتغير بشكل كبير تبعاً للصخور ولشروط التجربة، مما يسمح بدراسة سلوكية الصخور.

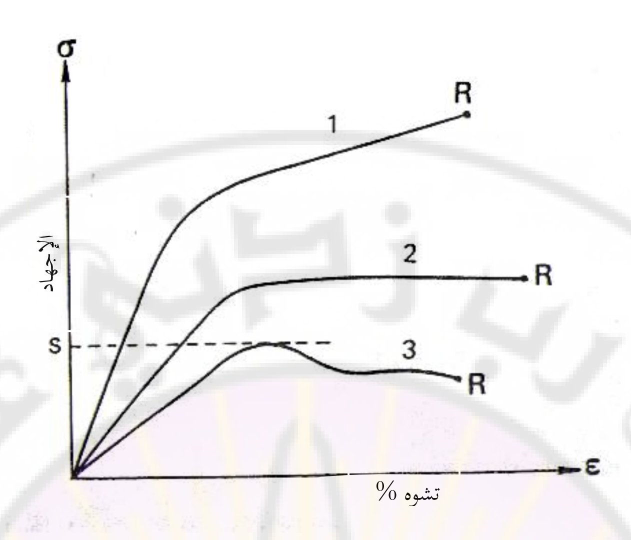
إن بداية المنحني تشوه . إجهاد تتوافق عادة مع مستقيم ذي ميل حاد مما يشير إلى أن التشوه قليل الأهمية، وأنه توجد علاقة خطية بين الإجهاد والتشوه (شكل 9.1)، وهذه المرحلة الأولى من التشوه توافق ما يسمى بالمجال المرن، بحيث أنه إذا رفع الإجهاد المطبق على الجسم إلى وضعيته الأولى. فإن بعض الصخور تستطيع الوصول إلى نقطة التقطع وهي لاتزال ضمن المجال المرن أو في بداية التشوهات البلاستية «اللدنة»، فيقال عندها إن التقطع هش، وعندما لا تكون الصخور هشة فإن المنحني إجهاد . تشوه ينحني شيئاً فشيئاً وميله



شكل 9.1

منحني التشوه . الإجهاد لجسم لدن . مرن

يقل آخذاً شكل سطحيه، إذا رفعنا الجهد فإن الصخر لا يعود إلى وضعه الأول، وإنما يبدو وكأنه قد عانى من تشوه دائم، عندها يقال: إننا في مجال التشوه اللدن. إن الحدود بين المجال المرن والمجال اللدن تتوافق مع نقطة انحناء، وليس من السهل تحديد موقع هذه النقطة دوماً. ففي المجال اللدن يمكن للمنحني. إجهاد . تشوه أن يظهر بعدة أشكال. فقد يحتفظ ببعض الميل مما يشير إلى أنه يجب إضافة إجهاد حتى يزداد التشوه، وقد يكون معدوم الميل وفي هذه الحالة هناك تشوه دون زيادة الإجهاد، ونقول في هذه الحالة إن



شكل 10.1

مظهر منحنيات الإجهاد . التشوه لصخر مشوه مع σ_3 قوية (1) ضعيفة أو معدومة (3) وبالنسبة لصخر لدن مرن مثالي (2). R عتبة المقاومة النهائية.

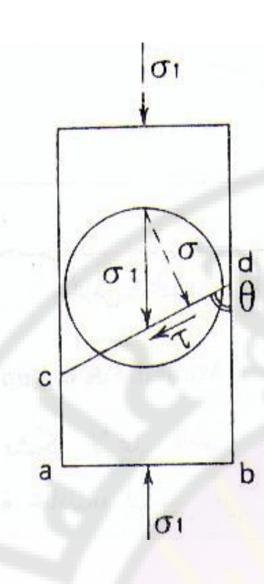
الصخر لدن بشكل مثالي، وفي الحالة الأخيرة فإنه بعد المرور بنقطة عالية تحدد عتبة المقاومة النهائية فإن ميل المنحني يصبح سالباً وفي هذه الحالة فإن التشوه يستمر بالرغم، من إيقاف الإجهاد (شكل 10.1). في كل الحالات السابقة وبعد قيمة معينة للتشوه فإن التقطع يحدث، إذا كان التشوه ضعيفاً قبل التقطع فيقال عن الصخر إنه تكسري أو متماسك، أما إذا كان التشوه مهماً فيقال إنه لدن أو غير متراص.

1-7-4- كيفية التقطع Modalité de la rupture

إن تقطع العينات لا يتم بشكل منتظم، ولدراسة مظهر التكسرات التي تنجم خلال التجارب، نعدُّ عينة أسطوانية خاضعة لنوعين من الإجهاد.

آ . إجهاد محوري σ_1 بحيث أن $\sigma_i = O$ (شكل 11.1) ولنتصور بداخل هذه العينة مستوى تقطع بحيث أن أثره في الشكل (11.1) هو «cd». إن σ_1 يمكن تحليلها إلى إجهاد عمودي σ وإجهاد قص τ موازٍ للمستوى cd والمسمى عادة مستوى القص. إن قيم σ و τ تختلف باختلاف توجه مستوى التقطع أي حسب الزاوية θ وباعتبار أن ad = 1 فإن $cd = \frac{1}{Sin\theta}$ ومنه:

$$\sigma = \frac{\sigma_1 \sin\theta}{1/\sin\theta} = \sin^2\theta\,\sigma_1 \quad , \quad \tau = \frac{\sigma_1 \cos\theta}{1/\sin\theta} = \sigma_1 \sin\theta\cos\theta = \frac{\sigma_1}{2}\sin 2\theta$$



شكل 11.1

تحليل الضغط المحوري إلى إجهاد عمودي σ وإجهاد قص t في مستوى التقطع cd في حالة تجربة انضغاط دون ضغط جانبي.

وبما أنه يمكننا منذ الآن فصاعداً معرفة قيم σ وt، الموافقة لأية زاوية θ أي لأي مستوى كان، فإنه يمكن توقع موضع المستوى الذي حَسْبُه يكون هناك تقطعاً، وهذا المستوى يتوافق بالطبع مع القيمة العظمى لـ τ ويتحقق ذلك عندما تكون $\theta = 45^{\circ}$.

ب . في الحالة العامة عندما يكون σ، σ_3 مختلفين عن الصفر «موجبة أو سالبة»، فإنه يمكن بالطريقة نفسها تحديد قيم كل من σ، t في كل مستويات التقطع الممكنة.

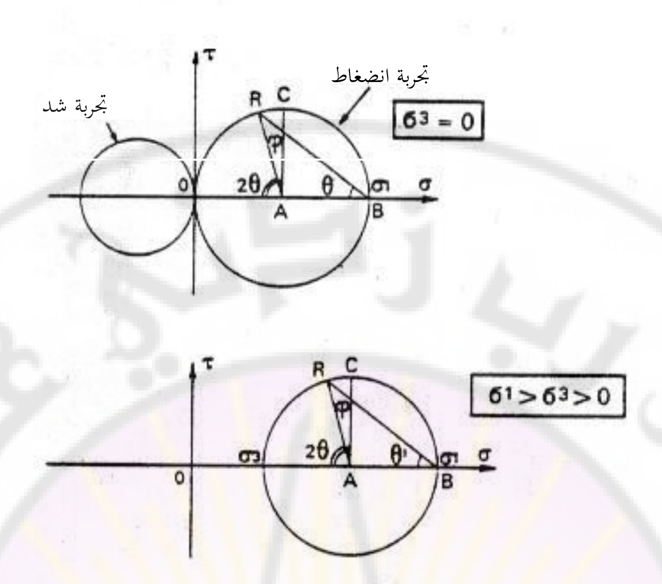
في هذه الحالة إذا فرضنا أن $2a = 180^{\circ} - 2\theta$ فإنه يمكن البرهان على أن:

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2a \qquad \sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\alpha$$

وفي هذه الحالة أيضاً τ تكون أعظمية عندما: $\theta = 45^{\circ}$

1-7-5- دائرة مور Le Cercle de Mhor

يمكن تمثيل العلاقات السابقة التي تعطي σ، τ بدلالة σ_1، σ_3، θ بشكل خطي بواسطة دائرة تعرف بدائرة مور «نسبة إلى واضعها»، والتي تمثل المحل الهندسي للقيم المختلفة الممكنة لكل من σ، τ (شكل 12.1). في الحالة الأولى المبسطة حيث $\sigma_3 = 0$ فإن الدائرة تمر من المركز. في تجربة انضغاط فإنها تتوافق مع قيم موجبة لـ σ، في تجربة شد فإن الدائرة تتوافق مع قيم سالبة، في حالة ثانية حيث $\sigma_1 > \sigma_3 > 0$ فإن الدائرة تتميز بقطر يساوي $\sigma_1 - \sigma_3$.



شكل 12.1

مظهر دوائر مور الذي يعطي قيم σ و τ في حالة تجربة منفذة مع أو بدون ضغط جانبي (مجاوري). لزاوية θ نفس المدلول كما في الشكل 11.1. الزاوية φ تتوافق مع زاوية الاحتكاك.

يمكن أن نرى بسهولة في كافة دوائر مور أن القيمة العظمى لـ t توجد في C وبزاوية $\theta = 45°$ (المحددة بـ OBC) أو عندما $2\theta = 45°$ (محددة بـ OAC). تدل التجارب على أن θ لا تتجاوز مطلقاً 45، ولكن يمكن التأكد أنه في أغلب الحالات تكون θ أقل من ذلك بقليل، وعليه فإن نقطة التقطع لا تتوافق مع C وإنما مع R التي تبعد أكثر من C كلما كان معامل الفرك الداخلي للصخر أكبر، ويعبر عن هذه الخاصة بزاوية الفرك أو الاحتكاك φ المحددة بالقوس RAC.

1-7-6- مغلف مور أو المنحني الأصلي L'enveloppe de mohr

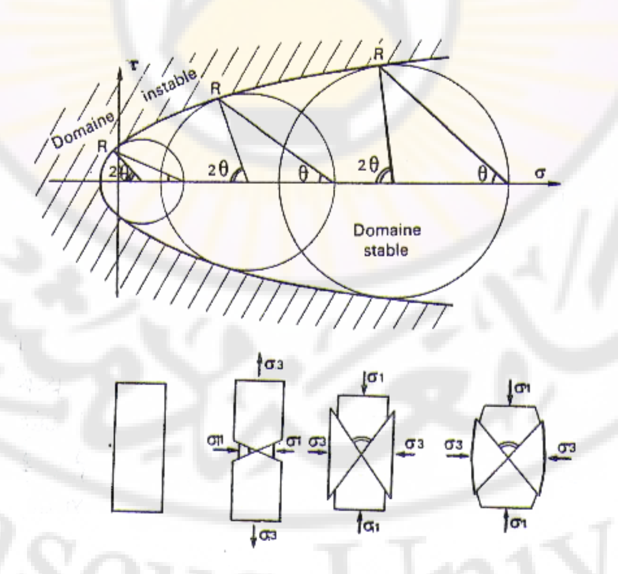
إذا قمنا بمجموعة تجارب تقطع لمختلف القيم لـ σ_1، σ_3، فإننا نحصل على مجموعة نقاط تقطع تتوافق مواضعها مع مغلف لكل دوائر مور، يعرف بمغلف مور أو المنحني الأصلي «الأساسي» الذي معادلته: $\tau = \tau_o + \sigma \, tg \, \varphi$ (شكل 13.1).

يقدم هذا المنحني المعلومات الآتية:

a- يحدد المجالات التي يكون فيها الصخر ثابتاً من أجل قيم مختلفة لـ σ_1 وσ_3 يتشوه دون تقطع أو غير ثابت أي أنه يتشوه مع تقطع.

b- يسمح مباشرة بتحديد قيم θ التي تصنعها الكسور مع $\sigma 1$ أو 2θ بين التكسرات المجاورة. هذه الزاوية تزداد بشكل عام مع الجهد، وهي أقرب إلى 90ْ كلما كان الضغط الهيدروستاتيكي أكبر «في حالة أعماق كبيرة»، أقل ما يمكن بالقرب من السطح حيث $\sigma 3 =$.

C- تعطي جميع قيم φ لزاوية الفرك الداخلي للصخر، باعتبار أن φ مساوية لميل المنحني الأصلي و φ tg تتوافق مع معامل الفرك الداخلي. عندما تكون φ كبيرة يكون الصخر تكسرياً؛ وفي الحالة المعاكسة يكون لدناً. إن صخراً تكسرياً يصبح لدناً إذا تمت التجربة بالشد العالي؛ أي إذا تشوه في أعماق كبيرة حيث أن φ هي: الفرق بين زاوية 2θ الحقيقة والقيمة 90 درجة، وهي تميز لنا الصخر التكسري وغير التكسري. كلما كبرت φ تكون صفات الصخر تكسرية، وعندما φ صغيرة فإن الصخر يكون لدناً.



شكل 13.1

مثال عن المنحني الأساسي مع ثلاث دوائر مور تتوافق مع ثلاث تجارب (اثنتان انضغاط وأخرى تمدد). المظهر الذي تأخذه العينات أشير إليه، يلاحظ تغير الزاوية 2θ التي تصنعها التكسرات المتجاورة وتباين التشوه المستمر.

Damascus University

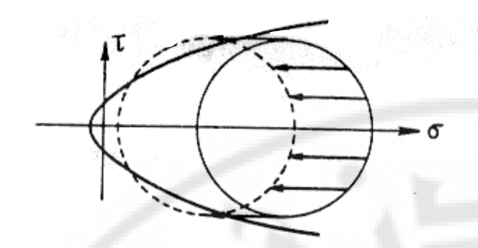
7-7-1- تطبيق تأثير السوائل المتشربة على التشوه Infiuence des fluids sur la deformation d'timpregnation

نقدم فيما يلي مثالاً عن تطبيق دائرة مور ومغلفها لمعرفة دور السوائل في مقاومة الصخور للتشوه، وهو من الأمثلة الجلية الواضحة عن دلالات دائرة مور ومغلفها في فهم تطبيقاتها على تشوهات صخور القشرة الأرضية.

في الحالات العادية تتم تجارب التشوه في وسط جاف، ولكن هذا النوع من التشوهات لا يشكل إلا حالة محددة للتشوه الجيولوجي، إذ إن أغلب الصخور هي ذات بنية تسمح باستقبال السوائل، وتبين نتائج السبر حتى أعماق كبيرة صحة ذلك؛ فالصخور تحتوي غالباً ماء، وأحياناً زيتاً وغازاً، وهذه السوائل توجد تحت ضغوط أعلى من الضغوط التي تسمح لها بالوصول إلى السطح أو مع أغطية سطحية Nappes superficiales، وفي كثير من الحالات يصل هذا الضغط إلى 95% من الضغط الصلب Pression lithostaique ولكن في حالات معينة تبين أن ضغط السوائل مساوٍ للضغط الصلب أو أعلى منه بقليل.

إن التجارب التي تمت بوجود سوائل، تبين أن هذه السوائل لها تأثير كبير على التشوه، وتشير الدراسات التجريبية أن الكلس يتشوه بسهولة أكثر كلما احتوى كمية أكبر من الماء، وتتغير سلوكيته إذا ما أخضع لضغوط سوائل مختلفة. فهو لدن تحت ضغوط سوائل منخفضة، ويصبح تكسرياً تحت ضغوط سوائل عالية ويمكن البرهنة على ذلك باستخدام مخططات مور.

لنعتبر تجربة بقيم معينة لـ φ_1 وφ_3 ولا يحوي الصخر أي سائل، ولنفرض أنه لا يحدث تقطع، أي أن الدائرة φ_3 – φ_1 لا تمس غلاف مور (شكل 14.1). لنفترض الآن أنه من أجل نفس التجربة يكون الصخر متشرباً بسائل ذي ضغط شديد، إن هذا السائل سوف يحيط بجزء من الجهد؛ وبالتالي فإن الجهود التي تمارس على الصخر ستكون φ_3 - p و φ_1 - p وهذا يتوافق مع دائرة مور مزاحة نحو اليسار، ويمكن لهذه الدائرة أن تقطع منحني مور، ويمكن أن يحدث بالتالي تقطع وذلك بتغيير بسيط لضغط السائل المسامي Pression du fluide interitiel. ومن هنا يمكن تفسير تشكل بعض التراكبات Chevauchements.



شكل 14.1
شكل يوضح كيف أن زيادة ضغط سوائل التشرب تسبب التقطع وذلك بانتقال دائرة مور.

1-8- النماذج المختلفة لتشوهات مواد القشرة الأرضية Différents types des deformations de i'écore terrestre

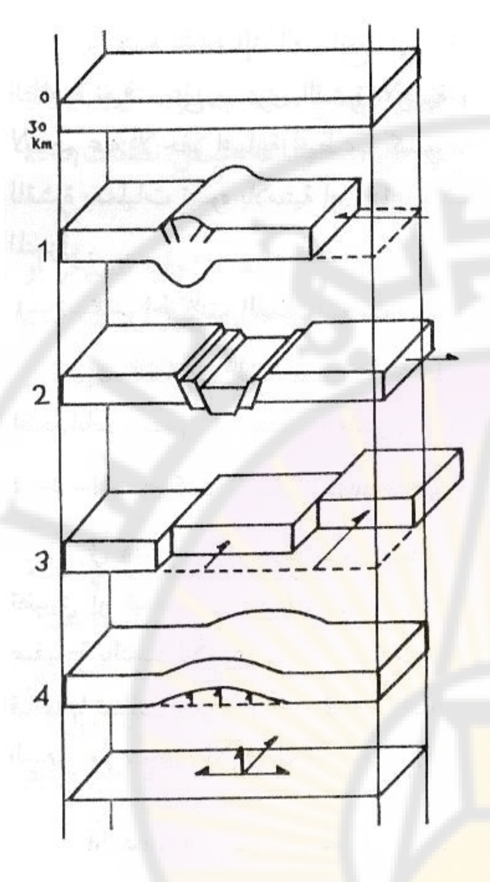
من بين أجزاء القشرة الأرضية الأكثر تعرضاً للتشوهات نذكر السلاسل الجبلية أو التوضعات القديمة التي كانت أفقية الشكل ولكنها التوت بشدة، وعليه فهي تشكل نطاقات تضييق، ثم الأعراف المحيطية Rides médio-océaniques التي تمثل على العكس نطاقات تمدد، وبالتالي فهي مركز مهم لعمليات البركنة الشديدة Volcanisme intense وهذه وتلك، المضيقة والممددة، قد تتعرض لحركات شاقولية Mouvements vérticaux أو حركات انزلاقية Mouvements de coulissage، ويمكن التعبير عن مختلف هذه الحركات تخطيطاً، فالشكلان (16,15.1) يوضحان مختلف الانتقالات التي تتم في الحالات كافة على مقياس القشرة الأرضية.

1-8-1- النطاقات المقصَّرة أو السلاسل الجبلية Les zones raccourcies ou les chaines de montagnes

حيث تكون هناك سلسلة جبلية فإنه لابد من أن تكون الرسوبات ملتوية، وينجم عن ذلك اقتراب الصفائح الواقعة بجوار السلسلة بعضها من بعضها الآخر، إن قيمة الاقتراب أو التضييق . أو التقصير . تختلف من عدة عشرات إلى عدة مئات من الكيلو مترات وهذه الظاهرة تعرف بالانضغاط Compression إذا قيست على مستوى القشرة.

1-8-2- نطاقات التباعد Les zones de distension

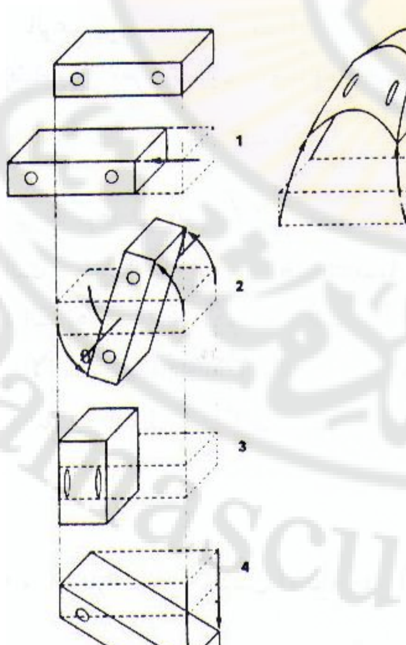
في هذه الحالة فإن الصفائح التي تجاور النطاقات المشوهة تبتعد بعضها عن بعضها الآخر، وهذه الظاهرة تعرف على مستوى القشرة الأرضية بالتباعد Distension وعندما يكون التباعد محدداً فإنه لا ينجم عنه إلا حفر انهيارية تحيط بها كسور. إنما عندما يكون التباعد مهماً فإنه ينجم عنه إما ترقق للقشرة بعمليات تشوه بلاستية أو تجزؤها ونشوء قشرة جديدة بقدوم مواد عميقة تصعد عبر السطح المتمزق.



شكل 15.1

توضيح النماذج المختلفة لتشوهات القشرة الأرضية في بعض الحالات البسيطة على جوانب الصفائح المستقيمة وبانتقالات محدودة.

1- انضغاط يولد سلسلة.
2- تباعد مع تشكل حفر انهيارية والكسور ضخمت إذ أن الفوالق لا تصيب كامل القشرة.
3- انزلاق.
4- حركات عمودية.



شكل 16.1

تمثيل مختلف الانتقالات التكتونية.

1- انتقال.
2- دوران.
3- تسطح.
4- انزلاق بسيط.
5- حالة عامة.

Damascus University

1-8-3- الحركات الشاقولية Les mouvements verticaux

إن النطاقات التي تصيبها هذه الحركات لا تتضيق ولا تتباعد، وهذه الحركات تنجم نتيجة اضطرابات تحصل في الغطاء العلوي.

1-8-4- حركات الانزلاق Les mouvements de glissement

في هذه الحالة تتحرك صفيحة بالنسبة للأخرى على جانبي كسر كبير دون أن يكون هناك تضيق أو تباعد، ويمكن أن تتم هذه الحركة على شكل تقارب . تباعد، انزلاق . أو صعود صفيحة بالنسبة إلى الأخرى. ولكن دراسة هذه الحركات بالرغم من أنها تبدو سهلة للوهلة الأولى، إلا أن قياساتها تتطلب معرفة الاتجاه وقيمة الانتقال المحققة؛ إضافة إلى معرفة تغيراتهما زمنياً وهذا ليس بالأمر السهل ولم يتحقق إلا في بعض الحالات الخاصة.

إن التشوهات الكبيرة تقود بالضرورة إلى تشوهات على مقياس أصغر كالفوالق، الشقوق والطيات، التي سنعالجها تباعاً. ولكننا قبل التعرض لها بالتفصيل سوف ندرس ميكانيكية الصخور، لأن ذلك سيسهم في فهم هذه التشوهات، وقد يكون من المفيد استعراض بعض التغيرات الأساسية المرافقة لتشوه المادة الصخرية. والتشوه بالمعنى الصحيح، والمميزات الهندسية، وعناصر التناظر للتراكيب البنيوية.

1-9- التغيرات العنصورية الأساسية: Changemens elementaitres

يميزون في التغيرات العنصرية الأساسية التي تصيب المادة الصخرية: الانتقال، الدوران، والتشوه العام، كما يكتسب عناصر تناظر جديدة.

1-9-1 الانتقال TTranslation

يحدث فقط تغير في مواقع الكتل الصخرية دون تغير الشكل؛ أي دون حدوث أي تشوه بالمعنى الصحيح، وهذا الانتقال قد يتباين ضمن حدود كبيرة، وقد يبلغ عشرات الكيلومترات في بعض الأغطية الشاريارية.

1-9-2- الدوران Rotation

ويحدث تغير في توجه Orientation الكتل الصخرية ودون أي تغير في الشكل، كل دوران محدد بمحور له اتجاه Direction وميل وزاوية دوران. تتدخل عمليات الدوران في أغلبية الطيات ويمكن اعتبار أن حركات مختلف الصفائح هي عمليات دوران.

1-9-3- التشوه العام Déformation propremet dite

يحدث تغيراتٍ في المسافات الفاصلة بين نقاط مختلفة من جسم ما، أي يحدث تغير في الشكل للكتل الصخرية، ويقود بالتالي إلى تشوه حقيقي أو داخلي يصيب كامل الكتلة الصخرية.

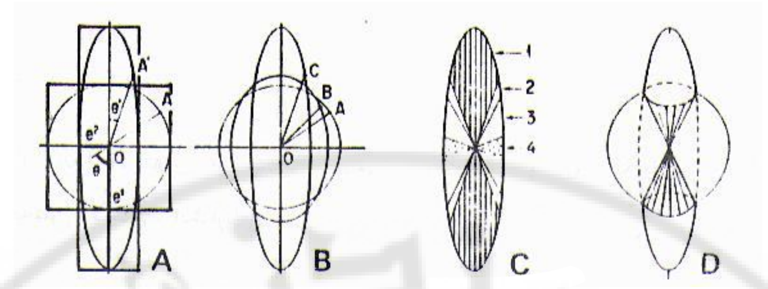
1-9-3-1- التسطح Applatissement

ولدراسته لابد من التمييز بين عدة حالات:

آ. في حالة التسطح في بعدين، فإن الدائرة تتحول إلى قطع ناقص إذا ما أصابها تسطح ذو محورين e_1 , e_2 بحيث $e_1 > e_2$ فإنها تضيق حسب المحور e_2 وتتطاول حسب e_1 أو تتمدد، أما المربع فإنه يتحول إلى متوازي أضلاع، ويمكن انطلاقاً من القطع الناقص المتشكل حساب نصف قطر الدائرة التي تحول عنها، كما يمكن حساب التغيرات الناجمة عن التسطح بدقة.

لنفرض أنه لدينا شعاع OA مميز بزاوية θ فإنه يتحول إلى شعاع OÁ مميز بزاوية θ (شكل 17.1) وفي هذه الحالة فإنه يمكن حساب OÁ بدلالة OA, θ, e_1, e_2 أو قيمة OA بدلالة OÁ, θ e_1,e_2.

هذا يعني أنه إذا كان لدينا مستحاثة متشوهة في مستوٍ، فإنه يمكن إعادة بناء شكلها الأولي إذا عرفنا قيمة واتجاه e_1, e_2 إذ لابد من الإشارة إلى أنه عند بدء عمليات التسطح فإن الشعاع OA قد يقصر ويصبح OB، ثم يتطاول ويصبح OC وعلى هذا يمكن أن نميز في الإهليلج نطاقات تقصير، نطاقات تطاول، ونطاقات مختلفة (شكل 17.1).



شكل 17.1

هندسة إهليلج التشوهات.

A- دائرة تحولت إلى إهليلج منظم ذي محورين e_1 , e_2 .OA يصبح OÁ، θ تصبح θ.

b- OA يقصر في بادئ الأمر ويعطي OB ثم يتطاول ويعطي OC.

C- توزع النطاقات التي عانت من:

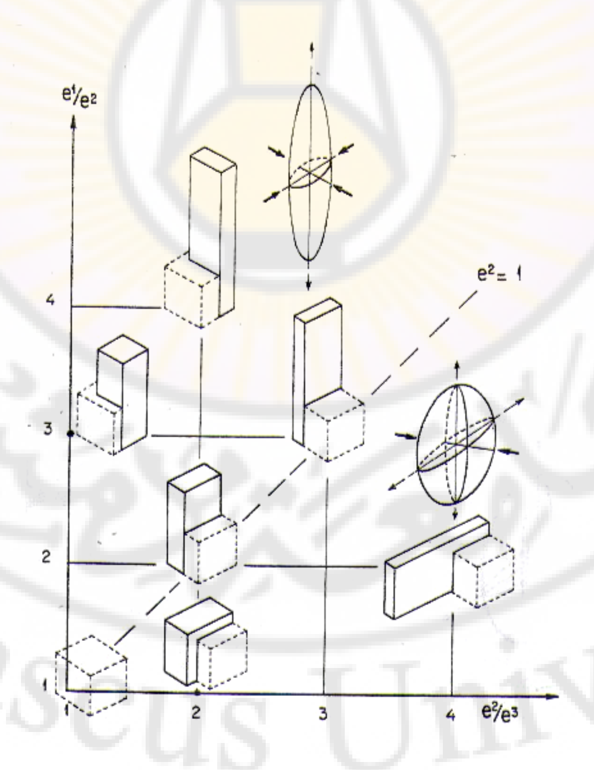
1- تباعد فقط.

2- تباعد مسبق بتباعد.

3- انضغاط مسبق بتباعد.

4- انضغاط فقط.

D- شكل السطح الذي يحوي نصفي إهليلج، أنصاف الأقطار غير المتطاولة أو المقصرة.



شكل 18.1

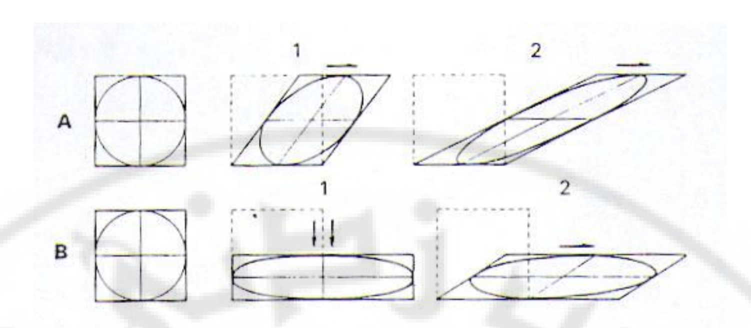
منحني يبين مختلف الأشكال الممكنة لإهليلج التشوه بدلالة e_1 , e_2 , e_3.

ب . في حالة التسطح ضمن ثلاثة أبعاد فإنه إذا تسطحت كرة فإنها تتحول إلى إهليلج ذي ثلاثة محاور e_3, e_2, e_1، وبنفس الطريقة فإن مكعباً يتحول إلى متوازي مستطيلات، إن شكل الإهليلج قد يتغير بشكل لا متناهٍ. ويقدم الشكل (18.1) مختلف النماذج الممكنة، ونلاحظ أنها تتباين من إهليلج مسطح حقاً، أي بشكل عدسة حيث $1>e_2>e_1$ إلى إهليلج متطاول بشكل السيجار، حيث $1>e_3>e_2$ ما عدا الحالة العامة التي يكون فيها $e_2 = e_3$ فإنه يمكن دوماً تحديد مستوى تسطح، وهو المستوى الذي يحوي e_2, e_1، كما يمكن تحديد محور طاول أو تمدد (إلا إذا كان $e2=e1$) ومحور تقصير (إلا إذا كان $e_2 = e_3$). في حال كون $e_2 = e_3$ فإنه لا يحصل تسطح وإنما تطاول أو تمدد. أما إذا كان $e_2 = e_1$ فإن التطاول له نفس القيمة في اتجاهين متعامدين. بمعرفة e_3, e_2, e_1 يمكن حساب نصف قطر الكرة الأصلية، ويمكن إعادة بناء أي شكل أولي لأي جسم مسطح، وإذا تكونت بعد عملية التسطح زاوية θ بين مستويين، فإنه يمكن حساب قيمة θ' التي كانا يصنعانها قبل التشوه. نظرياً في عمليات التشوه بالتسطح فإن σ_1 يكون عمودياً على مستوى التسطح وσ_3 موازياً لاتجاه التطاول الأعظمي على أن يكون الجسم المستوي متجانساً.

1-9-3-2- التشوه بالقص البسيط أو بالانزلاق البسيط Les deformations par cisaillement simple ou glissement simple

في هذه الحالة إذا اعتبرنا دائرة فإنها تتحول إلى قطع ناقص ذي محورين e_2, e_1 ولكنّ هناك اختلافاً أساسياً عن عملية التسطح، وهو أن توجه المحورين e_2, e_1 يختلف خلال عملية التشوه، أي أنّ هناك دوراناً للإهليلج مع ازدياد e_1 (شكل 19.1)؛ وعليه فإنه يمكن القول إننا بصدد تسطح دوراني Applatissement rotationale ناجم عن تراكب عمليات تسطح ودوران.

هذا النوع من التشوه يتولد عنه إجهاد قصي Contrainte cisillante يمكن تجسيده بمزدوجة، في حين أن التسطح يحدث مع إجهاد عمودي، ويتميز هذا النوع من التشوه بأنه يحدث دون تقصير حسب اتجاه ثابت، ويمكن أن نعطي مثالاً على ذلك تشوه ورق اللعب.



شكل 19.1

مظهر مفصل لنموذجين من النطاقات:

A- انزلاق بسيط، B- ازدواج بين تسطح وانزلاق بسيط.

1-9-3-3- التسطح الدوراني Aplatissement rotationale

وهو ينجم عن الازدواجية بين التشوه بالمعنى الصحيح Deformation pure وانزلاق بسيط.

1-9-3-4- حالة عامة:

قد يحدث تشوه ناجم عن اجتماع معقد أو بسيط لعمليات الانتقال، الدوران، التسطح والانزلاق البسيط. كما هو موضح في الشكل (16.1) وفي هذه الحالة فإن الوضعية النهائية قد تعطى بأشكال مختلفة.



الفصل الثاني

الانضغاط ـ دراسة السلاسل الجبلية

LA COMPRESSION-ETUDE DES CHAINES DE MONTAGNES

تتركز أكثرية السلاسل الجبلية في النطاقات المضغوطة zones comprimées من القشرة الأرضية، ولذلك فإن دراسة السلاسل الجبلية تمكننا من فهم عمليات الانضغاط ونتائجها، بينما يؤدي التباعد Distension الدور المهم في تشكيل الانكسارات والفوالق، وبشكل خاص الانهدامات. وسنخصص هذا الفصل لدراسة الانضغاط compression متمثلاً في السلاسل الجبلية، بينما نخصص فصلاً لاحقاً لدراسة التباعد وبعض الأمثلة عليه.

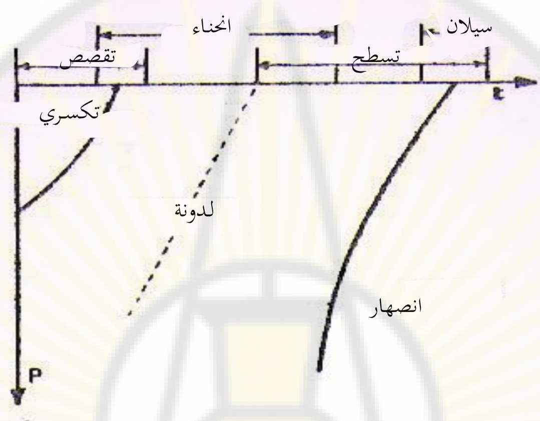
2-1- مفهوم المستوى البنيوي La notion de niveau structural

إن البنيات التي تتشكل في السلاسل الجبلية متنوعة جداً، نظراً لاختلاف شروط تشكلها بدءاً من السطح وحتى 40-50 كم في الأعماق. وكما رأينا فإن شروط الحرارة والضغط تتجاوز في هذه الأعماق (1000) درجة مئوية و (10) كيلو بار بحيث أنه لا توجد أية علاقة بين التشوهات السطحية والعميقة. لذلك فإنه من غير الممكن دراسة بنيات الانضغاط كافة لأن الوضع الهندسي، والأشكال التي تأخذها هذه البنيات تختلف باختلاف المستوى، كما تختلف ميكانيكية تشكلها والقوانين المسيطرة على عمليات تشكلها. لذلك سنقوم بدراسة هذه البنيات في مستويات مختلفة، بحيث تكون صفاتها متشابهة في المستوى نفسه، وبحيث تكون قابلة للتحليل وذات مفهوم معين.

نطلق لفظة مستويات بنيوية Niveaux structuraux على الحقول المختلفة من القشرة الأرضية، بحيث أن الميكانيكية السائدة المسببة للتشوهات هي واحدة في كل منها، وقد استخدمت لفظة مستويات للدلالة على أن هذه المستويات متعاقبة ومتوضعة بعضها فوق بعضها الآخر.

2-1-1- مبادئ تعريف المستويات البنيوية Les Principes de dédfinition des niveaux structuraux

بما أننا حددنا أعلاه المستوى البنيوي أنه مميز بميكانيكية تشوّه واحدة، لذلك يتوجب علينا دراسة الأسباب الميكانيكية المختلفة التي تتدخل في قشرة أرضية خاضعة لعمليات انضغاط، أي بمعنى آخر دراسة تصرفات الصخور عندما تكون خاضعة لشروط من الضغط والحرارة المتزايدة في الشدة. ويقدم لنا ميكانيك الصخور Mecanique des roches المادة الأساسية لمعلوماتنا في هذا المجال.

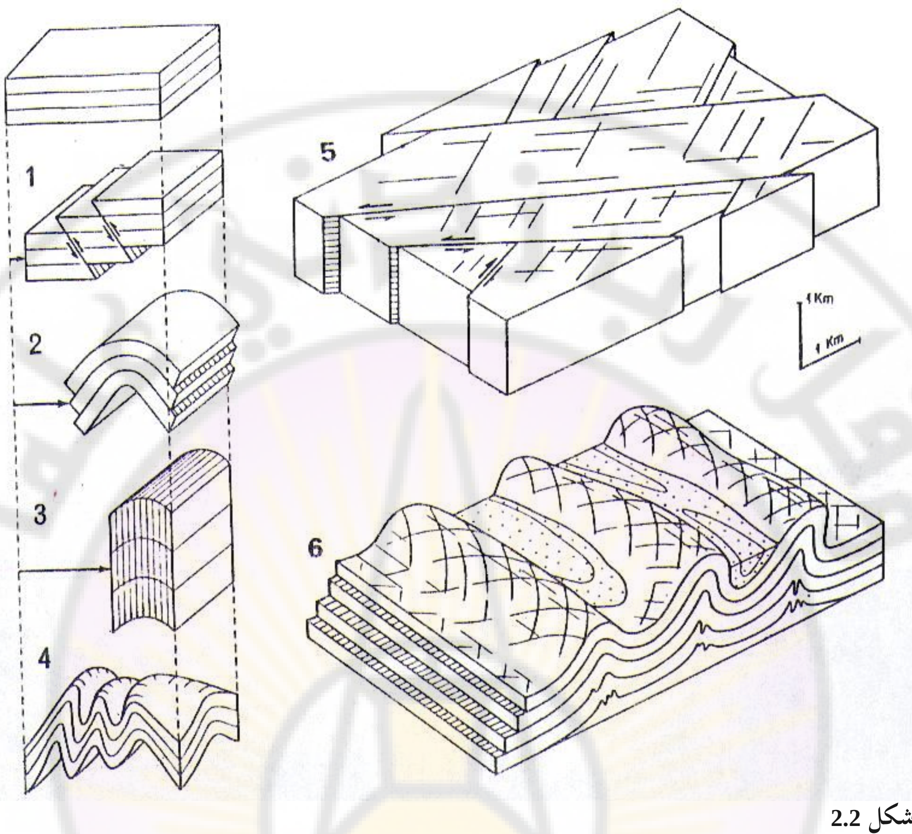


شكل 1.2

شكل توضيحي لسلوكيات الأجسام المختلفة حسب تغيرات الضغط والحرارة والميكانيكية المطابقة لكل منها.

من المعروف أنّ الصخور تتكسر في بداية إخضاعها لشروط معينة من الضغط والحرارة ولهذا نقول أن لها سلوكية تكسرية، Comportememnt cassant. ومع تزايد الضغط والحرارة تتصرف بشكل لدن Ductile ثم أخيراً تنصهر وتتصرف كالسوائل اللزجة Liquides visquex. إن الشكل (1.2) يبين المجالات المختلفة السابقة حسب تغيرات الحرارة والضغط، وقد أمكن تحديد هذه المجالات بالنسبة لبعض الصخور بدقة بفضل جملة من الدراسات المخبرية التطبيقية.

إن ميكانيكية التشوه تتوقف بشكل مباشر على السلوكيات المختلفة للصخور، فعندما تكون هذه السلوكية تكسرية فإن التشوهات تبدو بشكل مستويات انقطاع؛ أي تؤدي إلى تشكل فوالق Failles. وهكذا يتشكل لدينا مجال خالٍ من الالتواءات، ولكن يظهر فيه الكثير من التكسرات وفي هذه الحالة نقول إن الميكانيكية هي القص Cisaillement كما يبدو في الشكل (2.2).



شكل 2.2

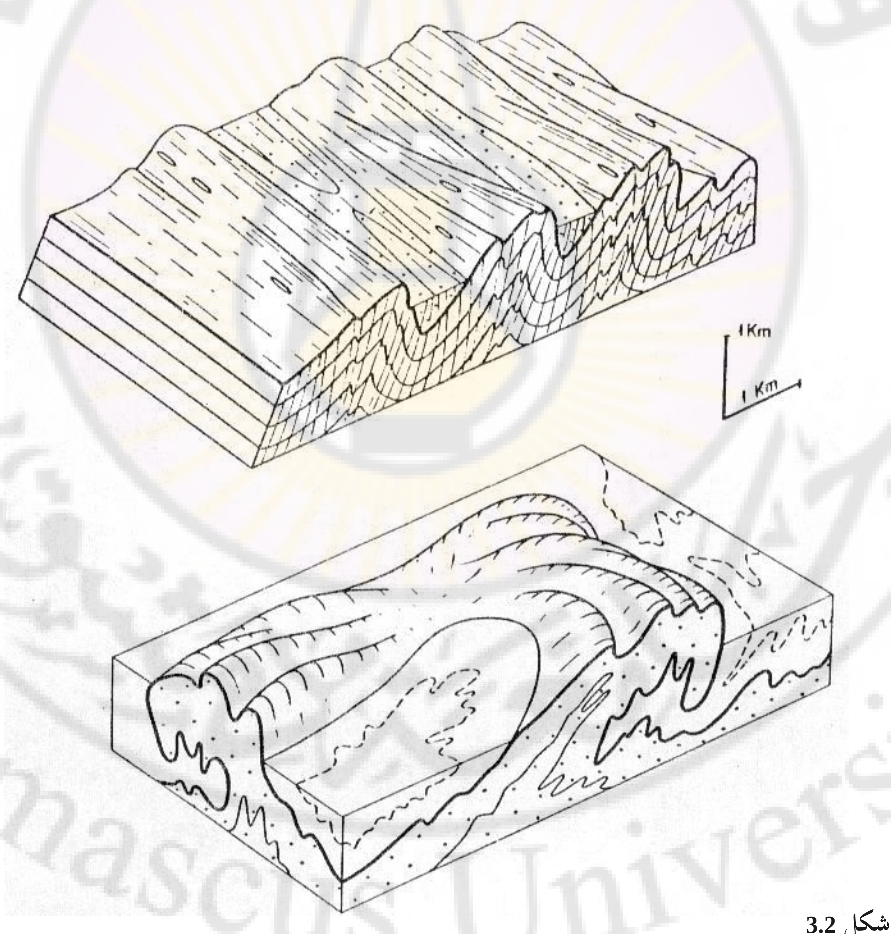
شكل يوضح ميكانيكية التشوهات المختلفة

1- القص Cisaillement 2- الانحناء Flexion 3- التسطح Applatissement 4- السيلان Ecoulement 5- تشوه قطعة أرض بواسطة الفوالق 6- تشوه قطعة أرض بواسطة الالتواءات. يجب ملاحظة أن التضييق يختلف حسب نوع الميكانيكية المؤثرة فهو أعظمي في التسطح ومعدوم في حالة السيلان.

عندما تكتسب الصخور لدونة معينة فإنها تستطيع التشوه دون تكسر، أي دون أن تتشكل فوالق، ولكن تتشكل في هذه الحالة طيات plis بطريقتين مختلفتين. في المرحلة الأولى، حيث اللدونة ضعيفة، فإن الطبقات تلتوي بشكل بسيط جداً محافظة على سماكتها، ولا تكون التشوهات شديدة إلا في مفاصل الطيات، وتعرف بالطيات متساوية السماكة isopaques ونقول في هذه الحالة إن الميكانيكية هي الانحناء Flexion. وفي مرحلة أكثر تطوراً تصبح الصخور لدنة بشكل جيد وتتشوه بسهولة، والتشوهات تكون شديدة وعامة وتؤدي إلى تحول كل عنصر دائري إلى إهليلج مسطح، وهكذا تتعرض كل الصخور إلى تسطح عام Applatissement ونقول في هذه الحالة إن الميكانيكية هي التسطح.

عندما تكون الصخور موجودة في أعماق كبيرة وخاضعة لحرارة عالية قريبة أو أشد من حرارة انصهارها، فإن هذه الصخور ستتصرف كسوائل لزجة؛ وبالتالي تسيل على طريقة السوائل، وينتج عن ذلك تشكل طيات مختلفة عن النوعين السابقين، ونقول إن الميكانيكية هي السيلان Ecoulement كما في الشكل (3.2).

ومما سبق نستطيع تحديد عدة أنواع من آلية تشوه الصخور، وذلك مع تعمقنا داخل السلاسل الجبلية. وقد أصبح من الممكن تحديد الشروط الترمو ديناميكية (حرارة + ضغط) الموافقة لكل منها كما في الشكل (1.2). قد يلاحظ للوهلة الأولى أننا نمر من آلية إلى أخرى بشكل مفاجئ، ولكن بالواقع إن هذا الانتقال يتم بشكل تدريجي لأنه قد يحصل في مجال ما عدة أنواع من الآلية السابقة في الوقت نفسه.



شكل 3.2

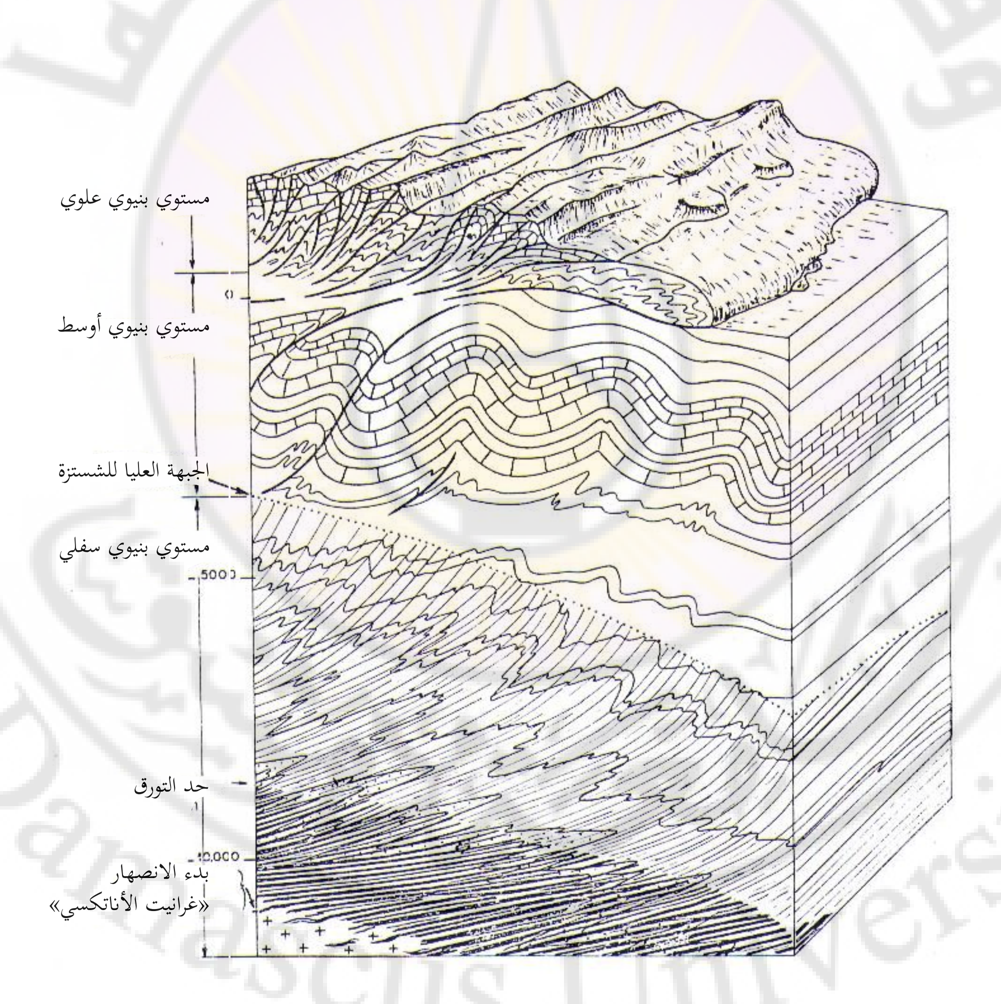
مظهران لتشوهات قطعة من الأرض بشروط عميقة. في الأعلى: طيات غير متناظرة مع شستزة، في الأسفل: طيات سيلان.

Damascus University

2-1-2- تحديد المستويات البنيوية ومظهرها Définition des niveaux structuraux et ses allures

انسجاماً مع نوعية التشوهات وآلية حدوثها فقد اقتضت الضرورة التمييز بين ثلاثة مستويات بنيوية علوي، أوسط، وأسفل كما هو مبين في الشكل (4.2).

. المستوى البنيوي العلوي: تسود فيه ميكانيكية القص أي أنه يمثل مجال التكسر وتشكل الفوالق.



شكل 4.2

مقطع نظري لقطعة من القشرة الأرضية تبين تعاقب المستويات البنيوية والبنيات المطابقة لها.

. المستوى البنيوي الأوسط: تسود فيه ميكانيكية الانحناء فهو مجال تشكل الطيات المتناظرة.

. المستوى البنيوي السفلي: تسود فيه ميكانيكية التسطح أولاً، ثم السيلان وهو مجال الطيات غير المتناظرة، المرافق بظهور الشستزة في القسم الأول في حين أنه في القسم السفلي تختفي الشستزة وتبدأ المواد بالسيلان، وتتصرف كالسوائل، وهو مجال عمليات الاستحالة. الشكل (5.2) يبين الحدود بين المستويات السابقة.

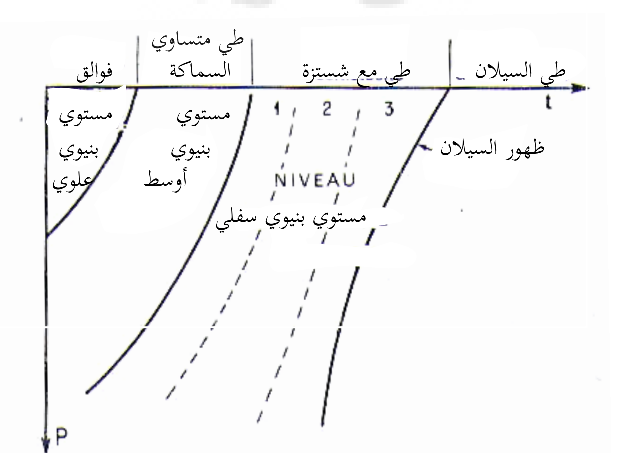
تتدخل عدة عوامل في تحديد مظهر المستويات البنيوية وبشكل عام لا تأخذ هذه المستويات مظهراً مستوياً أو أفقياً، وإنما تكون محدبة وغير منتظمة وسماكاتها متغيرة.

فإذا نظرنا للأمور بمقياس إقليمي Echelle regionale فإن مظهر المستوى البنيوي يتوقف على الغراديان الحراري، والغراديان التكتوني والليتولوجيا.

الغراديان الحراري: في حالة الغراديان الحراري المرتفع تصبح الصخور لدنة، وتصل نقطة انصهارها بشكل أسرع منه في حالة الغراديان الضعيف (شكل 6.2)، وبالتالي فإن المستويات البنيوية توجد في أعماق مختلفة، كما أن الخصائص الميكانيكية للصخور تتغير بشكل سريع، وهكذا فإن سماكة المستويات البنيوية تكون ضعيفة.

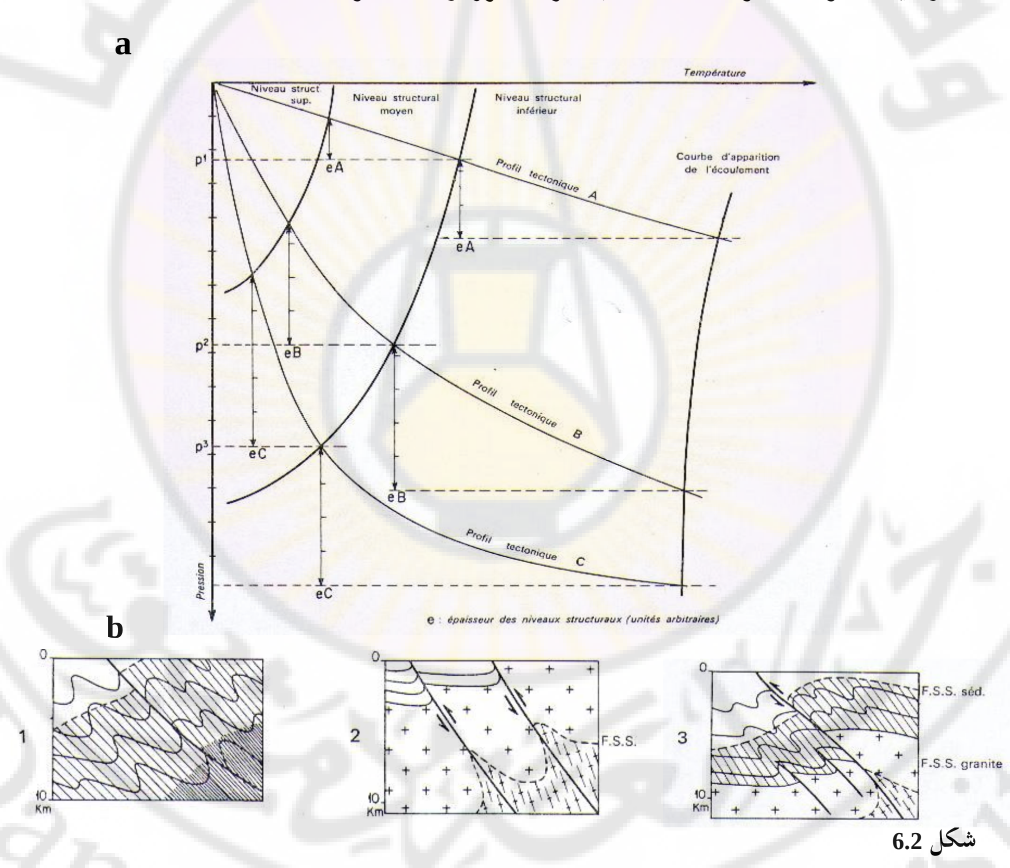
الغراديان التكتوني: إن المنحنيات المبينة في الشكل (6.2) والمبسطة نوعاً ما تبين تأثير الجهود التكتونية. فعندما تكون هذه الجهود متغيرة، فإنها ستسبب تغيراً في شكل المستويات البنيوية. وبشكل عام إذا ازداد الضغط التكتوني فإنه ينتج عنه صعود في المستويات البنيوية.

الليتولوجيا: لدراسة تأثير الليتولوجيا على شكل الجبهة العليا للشستزة. لنعتبر جزءاً من القشرة الأرضية ذات سماكة 10كم، ولنر ماذا يحصل مع تغير الليتولوجيا وثبات التكتونيك. في حالة مجموعة مارنية؛ فإن جبهة الشستزة سوف تصعد نحو الأعلى، أما في حالة مجموعة كريستالية (غرانيت مثلاً)، فإن الجبهة نفسها لا تظهر إلا بأعماق كبيرة، لأن الغرانيت أكثر صعوبة في التسطح من المارن. وعندما تكون الليتولوجيا متنوعة جداً، فإن المستويات البنيوية تبدي شواذ متعددة.



شكل 5.2

الحدود بين المستويات البنيوية المختلفة حسب تغيرات الحرارة والبنيات الموافقة.

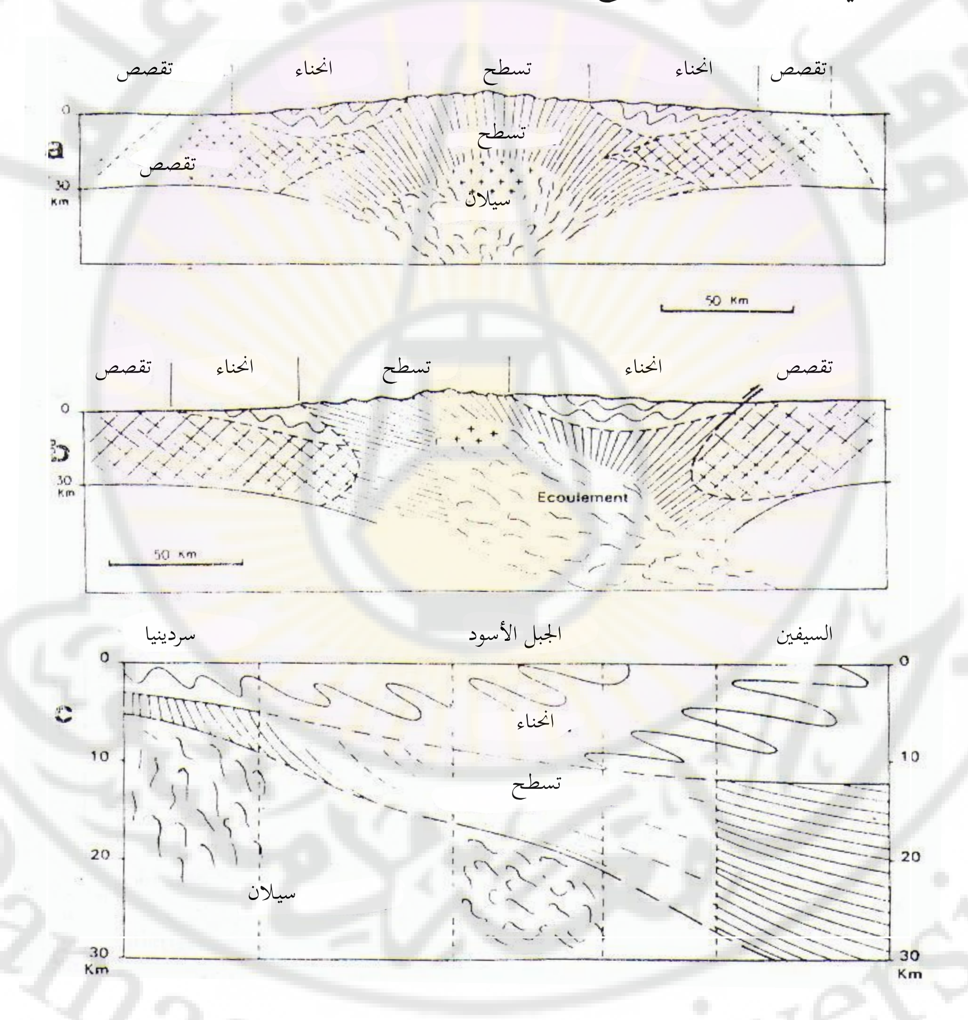


شكل 6.2

مخططات تبين تأثير الغراديان الحراري على مظهر المستويات البنيوية، وبشكل خاص على عمق الجبهة العليا للشستزة وسماكة نظام الشستزة (a). هذا العمق يختلف من P1 (كما في حالة البروفيل A الممثل لدرجة عالية من الحرارة) حتى P3 (كما في حال البروفيل C الممثل لدرجة ضعيفة من الحرارة)، سماكة نظام الشستزة تختلف من eA حتى eC وذلك حسب آرتو Arthud (1970). وأمثلة عن تغير مظهر المستويات البنيوية بتغير الليتولوجيا (b) بحيث في (1) مجموعة مارنية وفي (2) مجموعة غرانيتية بشكل رئيسي وفي (3) مجموعة رسوبية تغطي الغرانيت.

إن عدم التجانس الليتولوجي يضايق عملية تحديد المستويات البنيوية، ولكنه يساعد في دراسة ميكانيكية التشوهات.

أما على مقياس سلسلة جبلية Echelle d'une chaine (شكل 7.2) فإن المستوى البنيوي السفلي هو الأكثر أهمية وحجماً، أما المستوى البنيوي الأوسط فهو لا يمثل إلا سماكة ضعيفة جداً، وهذا يعكس أهمية دراسة التكتونيك العميق أي دراسة السلاسل القديمة التي تتكشف بشكل واسع.



شكل 7.2

مقطع نظري لسلسلة متناظرة ذات تقصير قليل، (a) وغير متناظرة (b)، ومظهر المستويات البنيوية الموافقة لها. ثم مقطع تخطيطي للمستويات البنيوية في ثلاث سلاسل هرسينية (c).

إن تصنيفاً للسلاسل الجبلية حسب مظهر المستويات البنيوية يسمح بتمييز:

. سلاسل بدون تورق: حيث لا تظهر إلا بنيات المستويين العلوي والأوسط، وهذه السلاسل تتميز بتعرضها لتضييق ضعيف، وهي قليلة الانتشار وتمثل أطراف السلاسل المهمة مثل الجورا jura، الأطلس المغربي الكبير Haut atlas marocain، سلاسل الآند Les chaines des andes.

. سلاسل مع تورق ويظهر فيها التورق حتى مستوى الاييزون Epizone والتضييق ليس مهماً والتكتونيك بسيط. ومن الأمثلة على ذلك البيرينية pyrenées، السلاسل الإيرانية Les chaines iraniennes وسلاسل افريقية الشمالية Chaines nord africaines.

. سلاسل يظهر فيها تورق ونطاقات أكثر عمقاً: يكون التضييق هنا مهماً جداً والتكتونيك معقد، ومن الأمثلة عليها الألب الأوربية، الهيمالايا، الابالاش والسلاسل الهرسينية الأوربية.

. وفي مرحلة متطورة جداً لا نجد إلا النطاقات العميقة المتوضعة تحت نطاق التورق، ومن الأمثلة عليها بعض السلاسل البريكامبرية.

وفي الأنواع السابقة كافة، فإن الحدود بين المستويات قد تكون أكثر أو أقل تقارباً (شكل 7.2).

3-1-2- المستويات البنيوية والأدوار البنيوية المتعاقبة Niveaux structuraux et tectoniques superposeés

عندما تخضع منطقة لعدة أدوار من التشوهات التكتونية المتعاقبة، أي في حالة تكتونيك متعاقب Tectonique superposée فإنه يتشكل لدينا مستويات بنيوية متعاقبة. فمثلاً في حالة أراضٍ أصابها التورق في الدور الأول، فإنها تتكسر في الدور الثاني. ولذلك فإنه يتوجب في هذه الحالة قبل تحديد المستويات البنيوية إجراء عملية جرد للأطوار التكتونية. غير أنه من الممكن تحديد المستويات البنيوية وذلك باعتبار الطور التكتوني الأعظمي في كل نقطة فقط، بحيث نستطيع أن نحصل على محصلة التشوهات العامة بشكل إجمالي.

2-2- السلاسل الجبلية الرئيسية المتشكلة عبر تاريخ الأرض Les differentes chaines de montagnes de i'histoire du globe

نميز على سطح الأرض أربع سلاسل رئيسية يمثل تشكلها حدثاً مهماً في تاريخ الأرض من القديم إلى الحديث:

. السلاسل البريكامبرية: Chaines précamberiennes

. السلاسل الكاليدونية:Chaines calédoniennes

. السلاسل الهرسينية: Chaines hercyniennes

. السلاسل الألبية الحديثة: Chaines alpines

وهذه السلاسل تتوزع في ثلاثة أنواع فهي: إما ثنائية القارة أو شبه محيطية أو داخل قارية.

2-2-1- السلاسل البريكامبرية Chsines précamberiennes ونميز منها حالياً:

. سلاسل ما قبل نهاية البريكامبريان: وتعود لعمر يتراوح بين 550-650× 10^6 سنة ويطلق عليها اسم بايكاليان Baikalienne أو كادوميان Cadomienne أوبان– إفريقيان Pan-Africaine.

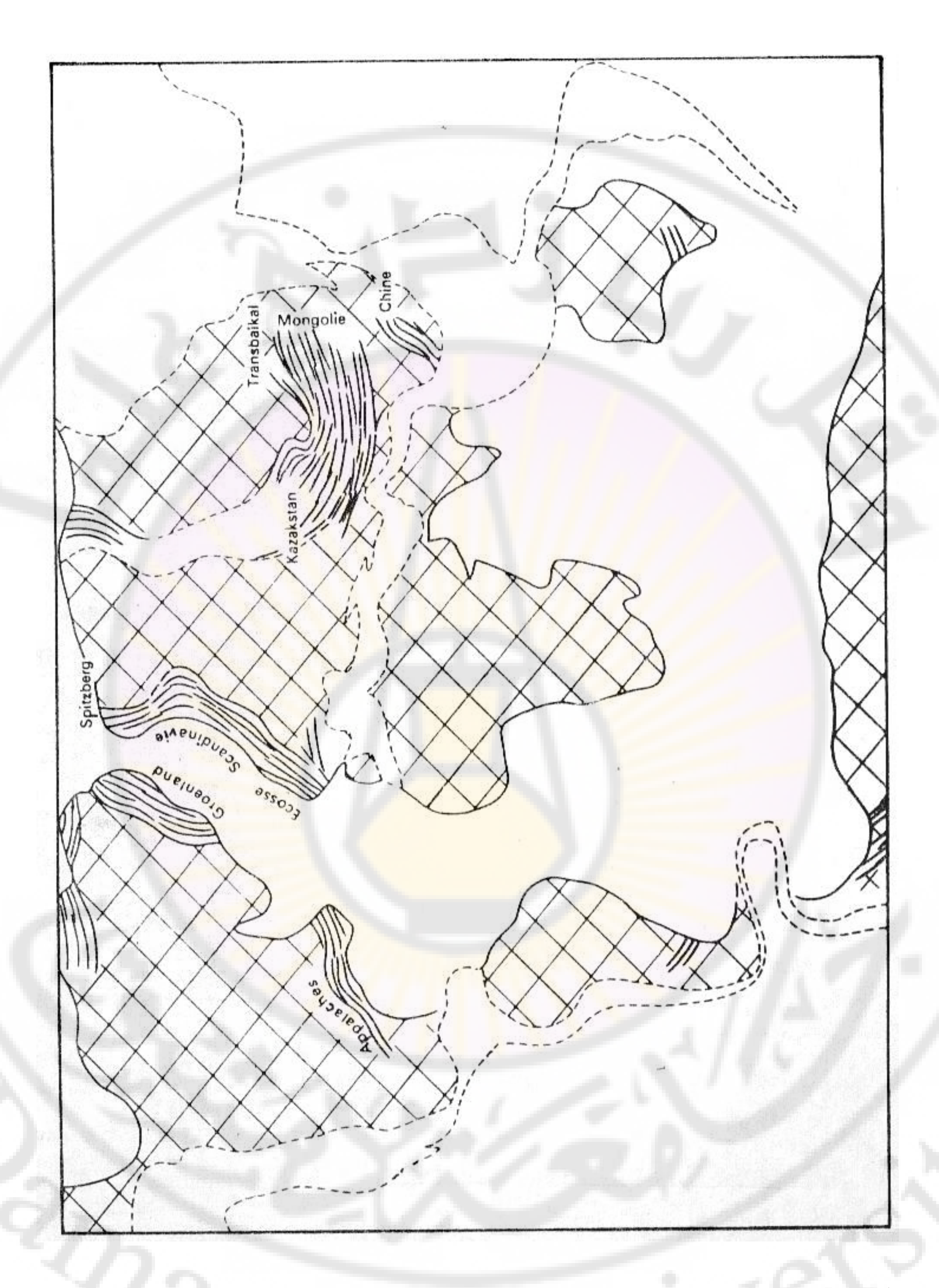
. سلاسل تدعى كرونفيل نسبة لمدينة Grenville في كندا، وتعود لعمر يتراوح بين 900-1000 × 10^6 سنة، وهي متمثلة بشكل جيد في السلاسل الكندية القديمة.

. هناك العديد من السلاسل الجبلية ذات الأعمار 1400 ,2700,2500,2000,1700 و3100 مليون سنة بحاجة إلى المزيد من الدراسات للتأكد من أعمارها.

بفضل هذه السلاسل القديمة أمكن دراسة أجزاء عميقة من القشرة الأرضية، وبالتالي دراسة ميكانيكية التكتونيك العميق. كما أن هذه السلاسل ذات أهمية بالغة، لأنه كما يبدو لم تتشكل بالطريقة نفسها التي تشكلت بها السلاسل الأحدث.

2-2-2- السلاسل الكاليدونية Chaines calédoniennes

وتعود لعمر يتراوح بين 400-480 مليون سنة، أي منذ عصر الأوردوفيسيان الأوسط Ordovicien Moyen وحتى الديفونيان Devonien، وهي متمثلة بشكل جيد في إيقوسيا Ecosse، اسكنديتافيا Scandinavia، وغريلندا Groenland وفي أماكن أخرى، حيث توضعت عليها السلاسل الهرسينية، وهي بشكل عام من النوع Bi-continental، ويبين الشكل (8.2) المظهر الحالي لهذه السلاسل.



شكل 8.2

المظهر الحالي للسلاسل الكاليدونية. إن إعادة بناء شكلها الأصلي يتطلب وضعها بالشكل الذي كانت عليه في نهاية البالوزويك paléozoique ؛ وبالتالي الأخذ بالحسبان الحركات التي تمت خلال هذا الحقب. مثلت هذه السلاسل في الشكل بألياف بخط شديد.

Damascus University

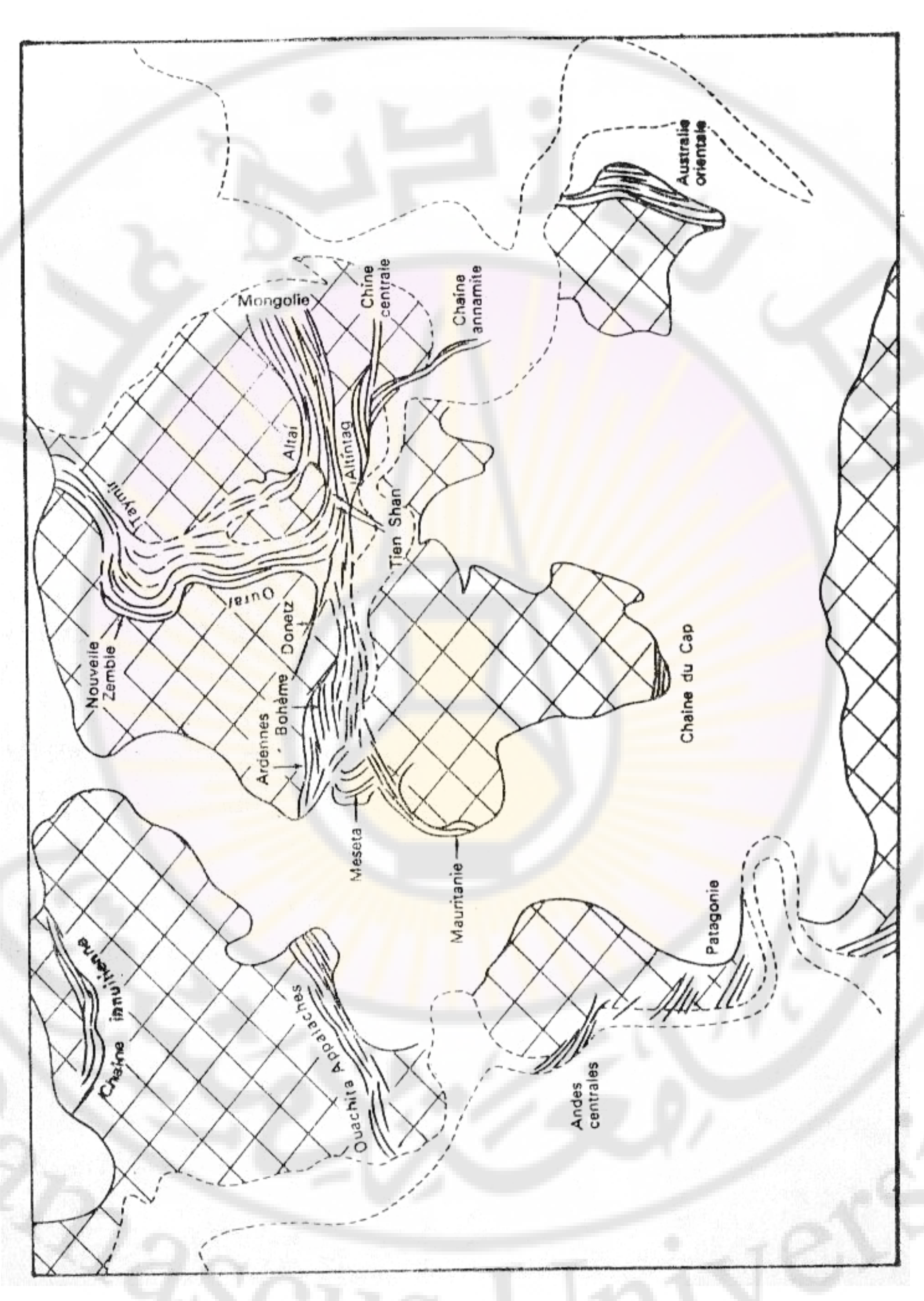
3-2-2- السلاسل الهرسينية Chaines hercyniennes

وهي تعود لعمر يتراوح بين 270-330 مليون سنة، أي منذ الفيزيان Viséen حتى البرميان Permien، ويبين الشكل (9.2) مناطق امتداد هذه السلاسل. ولأخذ فكرة عن شكلها العام لا بد من إعادة بناء الكتل على الشكل الذي كانت عليه من قبل انفتاح المحيطين الأطلنطي والهندي، حيث يمكننا أن نرى أن القسم الأعظم منها هو من النوع ثنائي القارة Bi-continental، وأنه فقط الجزء الباتاغوني Patagonie في الأرجنتين الجنوبية وسلسلة الكاب chaine du cap، وأستراليا يمكن أن تكون من النوع شبه المحيطي Péri-océnique.

يشابه تطور السلاسل الهرسينية نظيره في السلاسل الألبية مع فرق مهم هو أن السلسلة الهرسينية قد تم تدميرها كاملاً وإعادة توازنها، وتوزعها في كتل متفرقة قارية، وهذا يمكن من دراسة نهاية تطور السلسلة، الأمر الذي لا يمكن إجراؤه كما سنرى، بالنسبة للسلسلة الألبية، التي لا تزال في طور الفعالية حتى الآن. وبما أن هذه السلسلة قد تم تعريتها كاملاً، فقد سمحت بظهور أراضٍ على أعماق كبيرة بالنسبة للسلسلة الألبية، ولذا نجد أن النطاقات المتحولة والماغماتية الغرانيتية أكثر وجوداً وانتشاراً. وقد توضعت أجزاء كبيرة من السلسلة الألبية فوق مناطق من السلسلة الهرسينية، ولا سيما في القسم الأوروبي منها، ولا يمكن في هذه المناطق إعادة بناء الشكل الأساسي لها.

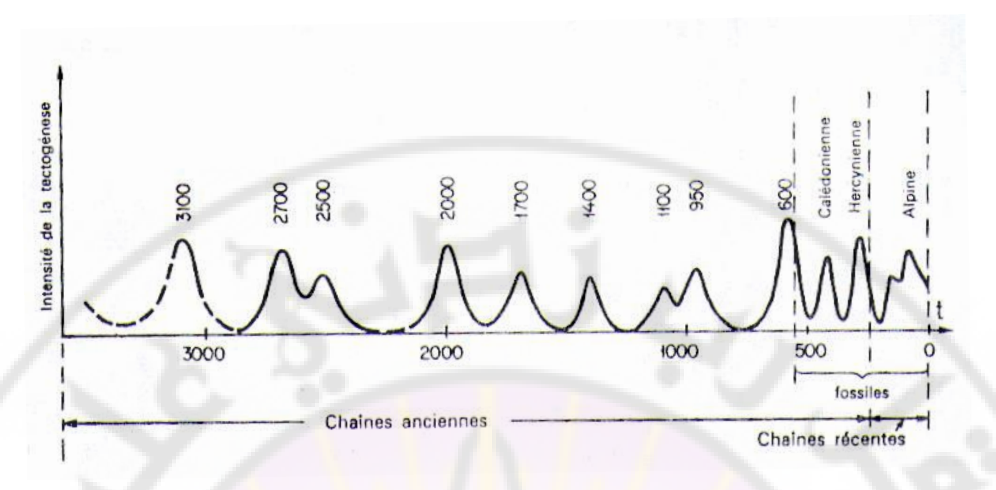
إن هذه السلاسل الثلاث تشكل معاً القسم القديم من السلاسل الذي يمتد كما تبين من المنحنيات (شكل 10.2)، بين أقل من 270 مليون سنة وأكثر من 3000 مليون سنة، وقد تشكلت جميعها قبل أن ينفصل المحيط الهندي عن الأطلنطي. خلال هذه الحقبة الطويلة لم يعمل التكتونيك بشكل مستمر، كما أن الانضغاط كان مرتبطاً ببعض الأطوار الحادة لعدد من التحديات العالمية. إن القسم الأحدث من هذه السلاسل هو الأكثر معرفة لدى الجيولوجيين، وذلك لأن المستحاثات لا توجد إلا في السلاسل التي يعود عمرها لأقل من 550 مليون سنة، مما يسهل عملية تحديد عمرها. أما السلاسل الأقدم فلا يمكن تحديد عمرها إلا عن طريق تحديد الأعمار بواسطة النظائر المشعة Géochronologie.

المظهر الحالي للسلاسل الهرسينية. وهي ممثلة بشكل ألياف بخط شديد، ولأجل وضعها حسب شكلها الأصلي يجب إعادة بنائها كما كانت في نهاية الحقب الأول.



شكل 9.2

المظهر الحالي للسلاسل الهرسينية. وهي ممثلة بشكل ألياف بخط شديد، ولأجل وضعها حسب شكلها الأصلي يجب إعادة بنائها كما كانت في نهاية الحقب الأول.



شكل 10.2

توزع السلاسل تبعاً للزمن على سطح الأرض. يلاحظ قصر المدة التي استمر فيها تشكل السلاسل الحديثة.

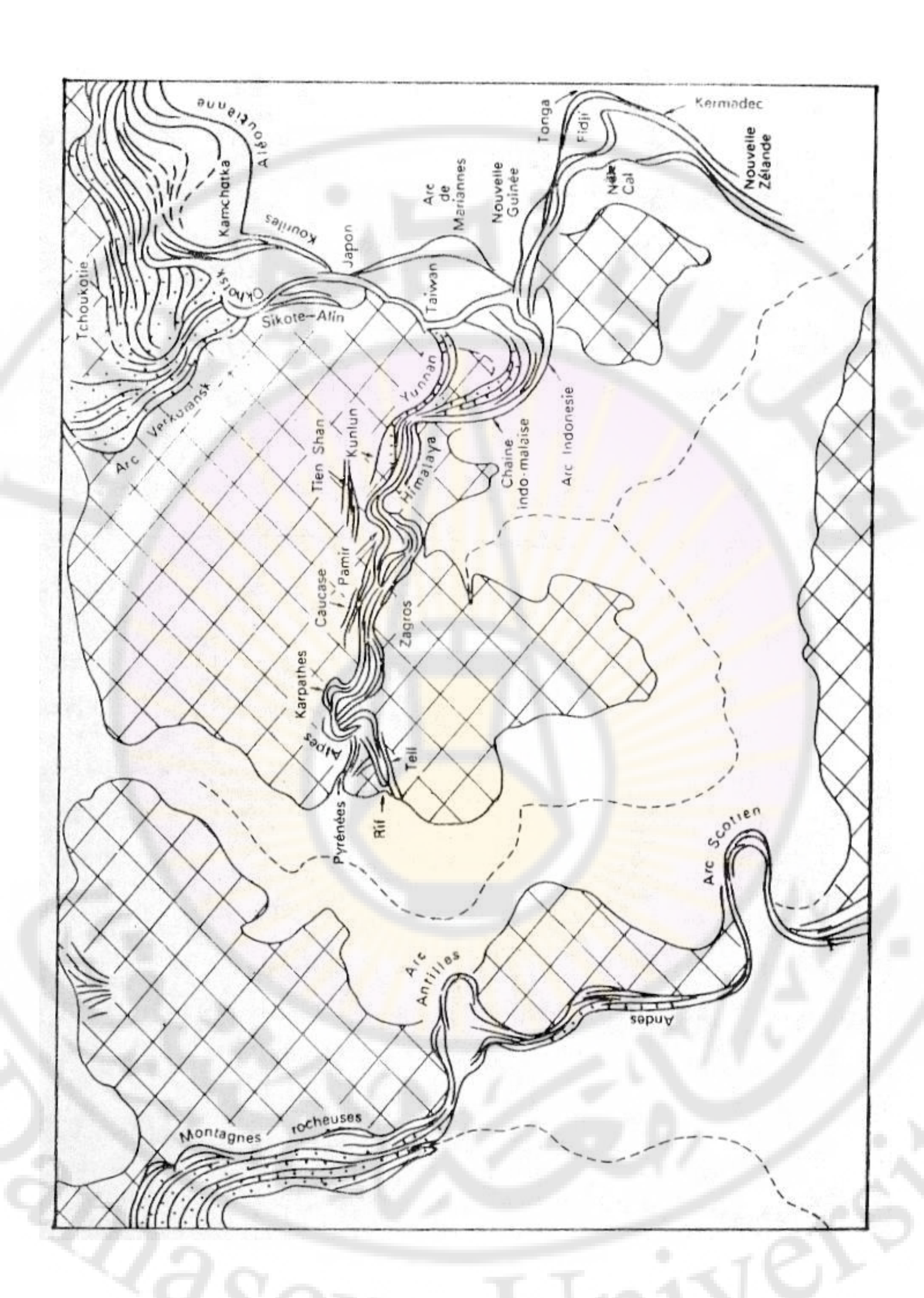
2-2-4- السلاسل الحديثة أو الألبية Chaines alpines

نسمي سلاسل حديثة أو ألبية تلك التي تعود لعمر أقل من 200 مليون سنة، وبشكل عام أقل من 100 مليون سنة، وهي تتمثل بنطاقات متطاولة واقعة بين بعض الكتل الكبيرة (شكل 11.2) ويمكن تمييز نوعين من هذه السلاسل:

. السلاسل شبه المحيطية Péri-pacifiques التي تتوضع على أطراف كتلة قارية وأخرى محيطية يتجدد قاعها. وهي تقع خلف مكان التئام الكتلتين معاً، حيث تنغمس القشرة المحيطية تحت الكتلة القارية وذلك على شاكلة الرصيف المتحرك Torttoir roulant.

. السلاسل الميزوجية Mésogéenes، وتظهر بين كتلتين قاريتين تقاربتا واصطدمتا بأشكال مختلفة، وذلك منذ انغماس إحداهما تحت الأخرى حتى مرحلة تحطم أطراف الكتلتين بشكل متناظر. ويطلق عليها سلاسل ثنائية القارة Bi-continental.

من السلاسل الأولى نذكر الجزر الممتدة بين اليابان ونيوزيلندة Nouvelle-Zélande وكذلك الهلال الاندونيسي Arc Andonésien. ومن المميزات الخاصة بهذه السلاسل تجاورها مع حفر (Fosses) محيطية عميقة، ومن الأمثلة على ذلك: البيرو Peru (850م)، حفرة التونغا Tonga (1085م)، اليابان Jabon (10500م)، الفيلبين Phillipines (10500م). ماريان Marianes (11000م)، والاليوتيان Aléoutienne (7800م). ومن المقبول حالياً أن مثل هذه الحفر تتشكل حيث تنغمس القشرة المحيطية في المعطف أي حيث يحدث



شكل 11.2

المظهر الحالي للسلاسل الألبية. مناطق النقاط تدل على سلاسل الحقب الثاني Mesozoiques الأبيض نطاقات محيطية، الألياف بخط شديد سلاسل قارية والخطوط المنقطة محاور طيات.

Subduction. إن هذا النوع من التكوين Genése يعاني بعض المشاكل. فهذه الحفر مملوءة في الغالب برسوبات حديثة يتوقع أن تكون ملتوية، غير أنه في معظم الحالات، كما في حفرة البيرو، قد بقيت هذه الرسوبيات شبه أفقية وهذا بسبب بعض اللاموضوعية في تطبيق النموذج السابق في التكوين، غير أنه قد تم أخيراً اكتشاف رسوبيات ملتوية مع فوالق عكسية في حفرة الاليوتيان.

أما بالنسبة للنوع الثاني Bi-continental فمن الأمثلة عنها سلاسل البيرينية Pyrenées، سلاسل Tien shan وبعض سلاسل الأبيض المتوسط Méditerranée وهذه السلاسل تبدي انحناءات قريبة من 180.

ومهما يكن من أمر، فقد تعرضت السلاسل الألبية لتطور مشترك فيما بينها، ويضم نقاطاً متشابهة ويمكن تمييز المراحل الآتية في تطور هذه السلاسل:

آ . مرحلة الترسب Phase de sédimeutation

وقد تمت خلال مرحلة طويلة نسبياً (أحياناً من 100 مليون سنة) وخلالها توضعت مجموعات رسوبية ذات سماكة أكبر من تلك التي توضعت في كتل الأطراف التي تتجاوز سماكتها أحياناً (10 كم). وبما أن الحوض الترسيبي الذي يسبق تشكل السلسلة ذو أبعاد كبيرة، ويبدو مشابهاً لسينكلينال كبير، لذا يطلق عليه اسم جيوسينكلينال Géosynclinal. إن عملية إعادة بناء أبعاد هذه الجيوسينكلينات وشكلها تبدو صعبة، وتحتم معرفة أشكال الانضغاط التي تمت، ومعرفة فيما إذا كان هناك من نطاقات غوص Subduction وهو ما لا يمكن حصره إلا في حالة سلاسل بسيطة.

ب . مرحل انضغاط عديدة Plusieurs phases de compression

كل مرحلة منها تؤدي إلى التواء جزء يكبر أو يصغر من الحوض الترسيبي؛ وبالتالي إلى ظهور نطاق من التضاريس في موضع الجيوسينكلينال. هذه المراحل الالتوائية تكون عادة قصيرة الوقت وغالباً أقل من 10 ملايين سنة.

وبما أن كل مرحلة لا تصيب كل السلسلة، فمن الممكن حصول ترسيب في جزء خلال الوقت الذي يكون فيه جزء آخر في طور الالتواء. هذه الأطوار تؤدي إلى تشكل تضاريس مصحوب بعملية استحالة، وكذلك نشاط مغماتي مما يؤدي إلى حدوث اندفاعات. في مثل هذه الحالات يمكن أخذ فكرة عن قيمة الانضغاط المسبب من قبل كل مرحلة، وبالتالي معرفة الانضغاط الكلي. وهذا قد يتجاوز عدة مئات من الكيلومترات مما

يساعد على زيادة سماكة القشرة الأرضية. ومما تجدر ملاحظته أن قيمة الانضغاط الكلي تكون أحياناً، أقل بكثير من قيمة الانتقال الذي قامت به الكتلتان. فمثلاً قد يكون الانضغاط معادلاً (100كم)، بينما تكون الكتلتان قد تقاربتا بمقدار (1000كم) وهذا يدفعنا لاعتبار أن (900كم) من القشرة قد اختفت في الغطاء بعملية غوص Subducition.

ج. مرحلة التحطم وعدم الانتظام Phase de déstruction et de désorganisation

إن التضاريس الناتجة عن الالتواء تكون عرضة لعمليات التعرية، التي تفعل فعلها في الصخور، مشكلة سطح تعرية قد يصل عرضه إلى 40 كم. وقد تكون هذه التعرية ذات تأثير أكبر، ولكنها لا تصل إلى حد إزالة السلسلة بكاملها. قد يصيب السلسلة المتشكلة حديثاً تباعد مرافق بتشكل Horsts و Grabens، مما يؤدي إلى تشتتها وتوزعها بشكل عشوائي. ومن المعتقد أن أجزاء كبيرة من السلسلة الألبية لم تصل إلى مرحلة التحطم والتوزع العشوائي، ولكنها تحت تأثير أطوار تكتونية حالية أو مستقبلية.

من أهم ما يميز التشوهات الألبية هو الأغطية الشاريارية Nappes de Charriages ومع هذا فإن أجزاء كبيرة من السلاسل الحديثة كالهند مثلاً، تخلو من مثل هذه الأغطية التي هي من ميزات الألب الأوروبية.

2-3- دراسة بعض الخصائص البنيوية لسلاسل الجبال Etude de quelques caracteres structuraux des chaines de montagnes

ضمن نطاق البحث عن إعادة بناء تطور الأرض فإن دراسة السلاسل الجبلية على قدر كبير من الأهمية، لأنها تسمح بدراسة التشوهات التي حدثت منذ ما قبل 200 مليون سنة، وهو الحد الأدنى لعمر السلاسل الحديثة. ونظراً للتنوع الكبير في السلاسل وعدم وجود دراسة عامة عنها، فإنه من الممكن تقديم اقتراحات تكتونية مقبولة لها، وذلك بالاعتماد على المقارنة فيما بينها؛ أو فيما بين الأجزاء المختلفة لسلسلة منها، وهذا يفرض علينا دراسة الخصائص البنيوية المميزة لها.

2-3-1- المقياس والشكل العام لسلسلة Dimension et forme générale d'une chaine

إن مقاييس سلسلة جبلية قد تتباين ضمن نسب كبيرة جداً. فالسلسلة البيرينية مثلاً ذات عرض أعظمي من 200 كم، في حين أن السلسلة الهرسينية لأوروبا الغربية تتجاوز (2000كم) من العرض، أما الأطوال فهي تتباين بالنسبة نفسها للعرض تقريباً.

بما أن التشوهات تختلف داخل كل سلسلة فإنه من الضروري لأجل تحديدها القيام بتقسيمات محددة، وهكذا يجب الأخذ بالحسبان وعلى الترتيب ما يأتي:

- تحديد نطاقات التضييق Rétrecissement والاضطرابات perturbations التي تحدث على مقياس القشرة بكاملها. أي تحديد النطاقات التي يتم فيها تشكل الجذر Racine وبنيات الانضغاط بآن واحد، وبكلمة واحدة تحديد السلسلة المعنية.
- تحديد النطاقات التي تم فيها التواء الغطاء الرسوبي القشري فقط، دون أن تكون القشرة التي تحتها قد تعرضت لهذا الالتواء. ومثل هذه الغطاءات يمكن ملاحظتها على مدى عدة مئات من الكيلومترات ضمن السلسلة الواحدة.
- إعادة بناء المستويات البنيوية المختلفة من السلسلة وعلاقاتها فيما بينها، وهذا يعني رسم حدود المستويات البنيوية العليا، والوسطى والسفلى. إن رسم مثل هذه المستويات البنيوية يختلف من سلسلة نشطة إلى سلسلة في حالة استقرار كامل.
- عزل آثار الأطوار التكتونية المختلفة وبشكل خاص التكتونيك اللاحق لعملية تشكل السلسلة، وذلك لأجل إعادة بناء الهيئة العامة لها.

2-3-2- الاتجاه واتجاه ميل بنيات سلسلة Direction et sens de dévérsement des structures d’une chaine

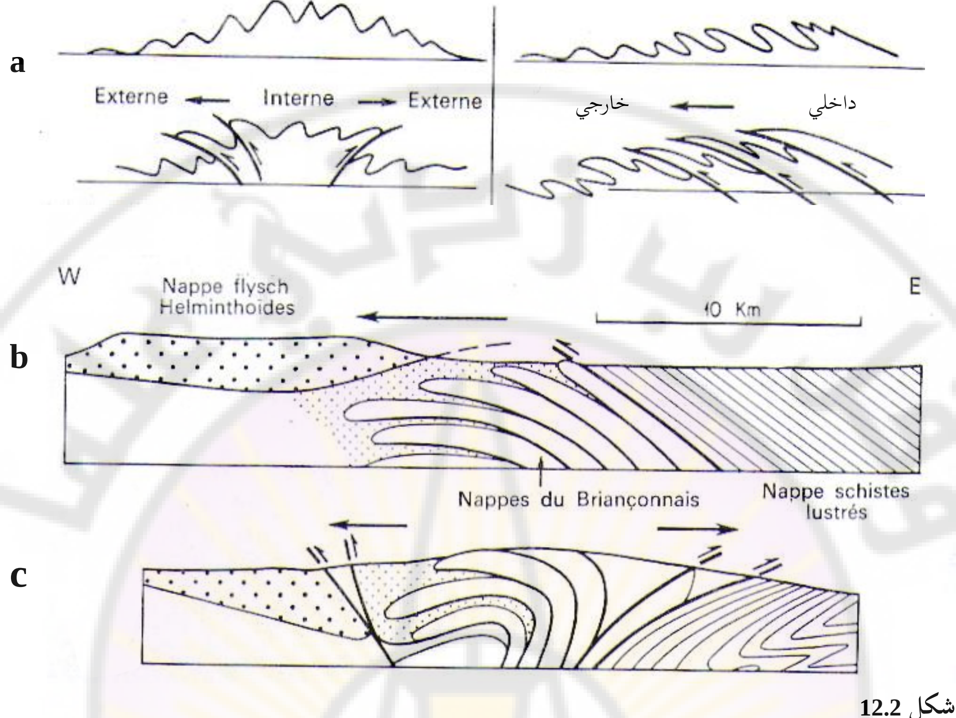
حالما تحدد سلسلة ما وترسم مستوياتها البنيوية المختلفة بمواقعها، يجب تحديد اتجاهها وجهة ميل بنياتها.

إن تحديد الاتجاه للبنيات يعطي فكرة عن درجة التعقيد في السلسلة. فهناك السلاسل المستقيمة (مثال القوقاز والبيرينية)، والسلاسل المنحنية (مثال: سلاسل الألب الأوروبية والسلاسل الاندونيسية)، وفيما بينها توجد الأنواع المتوسطة كافة. ولتحديد اتجاه البنيات يجب تحديد محاور الانتيكلينات Anticlinaux، والسينكلينات Synclinaux، وكذلك الفوالق المقلوبة Failles inverses، والتراكبات Chevauchements التابعة لها. في النطاقات العميقة حيث لا تكون الالتواءات واضحة بشكل جيد، يمكن الاكتفاء بتحديد اتجاه الشستزة Schisteosité، والتورق Foliation الموافقة. وهذا ما يمكن فعله في حالة طور تكتوني كبير ورئيسي مستقل عن بقية الأطوار، ولكن في أغلب الأحيان نكون أمام عدة أطوار تكتونية، وبالتالي يجب تحديد إلى أي منها تنتمي هذه البنيات.

إن تحديد جهة الميل (التغريق) للبنيات ميزة أساسية يجب الإشارة إليها دوماً. لأن هذا التغريق للبنيات ليس دوماً اعتباطياً، وإنما غالباً ما يكون ذا ميزات ثابتة على مسافات كبيرة، وهذا يسمح باعطاء فكرة عن ميكانيكية الالتواءات التي تصيب القشرة.تسمح جهة التغريق للبنيات بالمقارنة بين السلاسل غير المتناظرة Assymétriques (مثل الألب الغربية وهيمالايا) مع تلك المتناظرة Symétriques (مثل البيرينية). كما تمكن من المقارنة بين السلاسل بدون أغطية شاريارية (مثل سلاسل الآنديز) مع تلك التي تتميز باحتوائها على أغطية شاريارية nappes de charriage (مثل هيمالايا).

عندما تبدي السلاسل جهة تغريق (ميلاً) عاماً، فإنه يمكن بالتحديد اعتبار أنّ التغريق يتم من الداخل، نحو الخارج من السلسلة، وهكذا يمكن تحديد نطاقات داخلية وخارجية.ففي حالة السلاسل المتناظرة فإن الأجزاء الداخلية المسماة عادة نطاقات محورية تكون مائلة في اتجاهين متعاكسين نحو الخارج (شكل 12.2). إن النطاقات الداخلية تتوافق مع ظهور بنيات المستوى البنيوي الأسفل المتميز بشستزة واستحالة، بينما تتوافق النطاقات الخارجية مع المستويات البنيوية الوسطى والعليا. وما تجدر إليه الإشارة أن تحديد النطاقات الداخلية والخارجية لا يعتمد على جهة الميل، وإنما على شدة الالتواء وأسلوبه، ويجب استخدام هذه التعابير ضمن الحدود الموضحة أعلاه، لأنه توجد نطاقات داخلية تنتمي للمستويات البنيوية الوسطى والعليا (هيمالايا) وعلى العكس هناك نطاقات خارجية متميزة باستحالة.

إن بنيات السلاسل لا تولد دفعة واحدة، وإنما تمر بمراحل تكتونية عديدة متعاقبة ومتميزة كل منها عن الأخرى، بأسلوب تشوهاتها، وباتجاهها وتغريقها. فعندما تكون الأطوار التكتونية المتعاقبة مهمة، وتتميز كل منها بخواص مختلفة، فإن تطبيق القواعد السابقة يصبح صعباً، ويجب إعادة بناء الأطوار التكتونية المهمة. وغالباً ما يمكن عزل الطور التكتوني الرئيسي الذي يكون أكثر أهمية من الأطوار الأخرى وأقدمها، ولذلك يمكن الاعتماد على هذا الطور للتبسيط. أما في حالة إجراء دراسة كاملة فيجب الاعتماد على كل طور. ومن التعقيدات الأخرى، قد يحصل أن يكون تغريق الأطوار التكتونية المتعاقبة ثابتاً، ولكن يمكن أن يكون متعاكساً. وفي الحالة الأخيرة نصف التغريق بأنه تراجعي Retro-Deversement، وهكذا نميز بين حراشف تراجعية Retro-écaillages، وأغطية شاريارية تراجعية Retro-charriages. ومن الأمثلة الحيّة عنها الأجزاء الداخلية للألب الفرنسية.



شكل 12.2

توضيح النطاقات الداخلية والخارجية (a) مع مثال عن الأغطية الشاريارية التراجعية على مرحلتين: في الأول (b) أغطية شاريارية نحو الشرق وفي الثانية (c) بنية مروحية.

إن دراسة تغريق الطيات وتحديده، يمكن أن تكون أسهل إذا تم الربط بينه وبين طور تكتوني معين أي إذا تم تحديد العمر.

2-3-3- أسلوب التكتونيك Style tectonique

إنه لمن السهل الإحساس والتأكد من أن هندسة البنيات في قلب سلسلة ما تختلف عنها في الأطراف، وإذا ما قارنّا سلسلتين فإننا لا نجد أبداً البنيات نفسها فيها على الرغم من هذا التباين الشديد فإنه يمكن التحقق مما يأتي:

. في السلسلة نفسها يمكن مصادفة النوع نفسه من البنيات، وعلى مسافات كبيرة.

. في سلسلتين مختلفتين يمكن مصادفة بنيات متقاربة ومتشابهة جداً.

ومن خلال التفتيش عن أنواع البنيات التي تظهر بشكل شاسع، قد أمكن شيئاً فشيئاً تحديد الأسلوب التكتوني لسلسلة أو لجزء من سلسلة. وبما أن هذا التعبير، أي الأسلوب

التكتوني، يستعمل لإعطاء فكرة إجمالية عن مظهر البنيات لمنطقة ما، ولأجل تحديده بشكل دقيق جداً، فإنه يجب الأخذ بالحسبان طريقة تشكل البنيات، أي بمعنى آخر يجب إدخال العوامل الترموديناميكية (حرارة، ضغط) للتشوهات، وكذلك الخواص الفيزيائية للمواد التي تعرضت لهذه التشوهات. وهكذا فإن الأسلوب التكتوني يتوقف على المستوى البنيوي، وعلى طبيعة المادة، وعلى حدة التلاحم والانضغاط، أي على الليتولوجيا.

2-3-3-1- العلاقة بين الأسلوب التكتوني والمستوى البنيوي Style tectonique et niveau structural

يميز في السلاسل الجبلية بين نوعين من الأسلوب التكتوني. هناك الأسلوب المتعلق بالبنيات السفلى infrastructures، وذلك الذي يتعلق بالبنيات العليا Suprastructures. تحدد البنيات السفلى المجال الذي تتم فيه التشوهات تحت حرارة عالية بشكل يكفي لتشوه الصخور الكريستالية تشوهاً بلاستياً. وهذه الحرارة التي تختلف حسب طبيعة المواد المكونة للصخر، محتوياته للماء، سرعة التشوهات، وشدة الجهود التكتونية تتجاوز وسطياً 500 درجة مئوية، وبذلك فهي تتطابق مع الميزوزون Mesozone والكاتازون Catazone. وعندما تصل هذه الحرارة حد الانصهار أي 600-650 درجة مئوية، فإنه تتشكل بنى السيلان Structures d'écoulement التي يتكون بعضها نتيجة لتمايز الكثافة من صخر إلى آخر.

أما البنيات العليا فتحدد المجال الذي يغطي البنيات السفلى، وتبعاً لهذا التحديد فإن البنيات السفلى ليس من الضروري وجودها في كل السلاسل، وإنما فقط السلاسل القديمة التي تعرضت لتعرية عميقة.

إن معظم الدراسات التكتونية حتى الآن قد عنيت بالبنيات العليا، أما البنيات السفلى فلم تحظ إلا بالقليل منها، وهي ولاشك تغطي الجزء الأكبر من السلاسل، ودراستها على قدر كبير من الأهمية لأنها تمس الأجزاء العميقة من القشرة، ولا بد من الإشارة إلى أن الحد بين البنيات السفلى والعليا يعتمد على درجة الحرارة المطبقة أي على تدرج الغراديان الحراري الأرضي.

2-3-3-2- العلاقة بين الأسلوب التكتوني والليتولوجيا Style tectonique et lithologie

نظراً للارتباط الشديد بين التشوهات والليتولوجيا فإن الأسلوب التكتوني لمنطقة ما، يتوقف كثيراً على هذه الأخيرة. فإذا اعتبرنا أن شدة التكتونيك واحدة، فإنه سيكون هناك اختلاف كبير بين الأسلوب التكتوني لنطاق مكون من صخور اندفاعية وبركانية، معروفة

بصلادتها وصعوبة التوائها، وبين نطاق مكون من مجموعات مارنية. ففي الحالة الأولى نحصل على فوالق مقلوبة، أما في الحالة الثانية فتتشكل أغطية انزلاقية. إن تأثير الليتولوجيا يؤدي دوره الأعظمي في الشروط السطحية، وينخفض مع الأعماق الكبيرة، ولهذه الأسباب، يتم التمييز بين عدة أنواع من التكتونيك، وكل منها يتميز بأسلوب خاص.

فهناك تكتونيك الغطاء ويظهر في الأغطية الرسوبية البلاستية التي تتمكن من الالتواء بسهولة، دون أن تتكسر. وهي مكونة عادة من مجموعات مارنية أو ملحية غير مقاومة، أو من مجموعات حطامية ذات مقاومة متباينة مثلاً كلس ومارن، حوار وشيست..الخ. والالتواء يكون عادة بسيطاً كما في الصحراء الأطلسية أو معقداً كما في السلاسل الألبية.

وهناك تكتونيك القاعدة وهو النظير العكسي لأسلوب الغطاء، ويتميز بأنه أسلوب تكسري يؤدي إلى تشكل الفوالق، وهذا يتطلب توافر مواد ذات خواص ميكانيكية، اكتسبت نتيجة لتشوه القاعدة الكريستالية تحت شروط سطحية. فمثلاً الصخور الكريستالية كالغرانيت والغنيس تكتسب حداً بلاستياً، ولذا لا تستطيع الالتواء، وإنما تتكسر. وهذه حال الصخور البركانية أيضاً وبعض الصخور الرسوبية الكتلية، وبخاصة التي لا تحوي اندساسات بلاستية (مارناً وغضاراً) كالكونغلوميرا والكوارتزيت والدولوميت.

يظهر إذاً أن التكتونيك القاعدي يحدد مفهوماً ميكانيكياً وليس ستراتيغرافياً، ولذا فإنه لا يمكننا تسمية الطبقات الهرسينية المتوضعة تحت الغطاء الميزوزوني طبقات قاعدية، أي لا يمكننا التحدث عن قاعدة إلا إذا كانت المواد الهرسينية مكونة من صخور كريستالية، أو من صخور أخرى ذات خواص ميكانيكية مشابهة.

2-3-4- مفهوم الطور التكتوني La notion de phase tectonique

إن الملاحظات والدراسات التكتونية تشير إلى أن أطوار التباعد Distension يمكن أن تحدث خلال حقبة طويلة، في حين أن أطوار الانضغاط compression لا تظهر إلا بشكل سريع وآني، ويستدل من ذلك أن التواء السلاسل يتم خلال مدد قصيره Episodes يطلق عليها اسم أطوار تكتونية phascs tectonique، وهي الرديف لأطوار الانضغاط phases de compression. وبعض الدارسين يرى أن أطوار التكتونيك تعبر عن مدد آنية على مقياس الجيولوجيا، ومتواقتة على سطح الكرة الأرضية. هذه الفرضية تتميز بأنها تقدم لنا مقياساً زمنياً يمكن استخدامه عندما تكون الخصائص الستراتيغرافية غير قابلة للاستعمال. ونظراً للتباين الكبير في

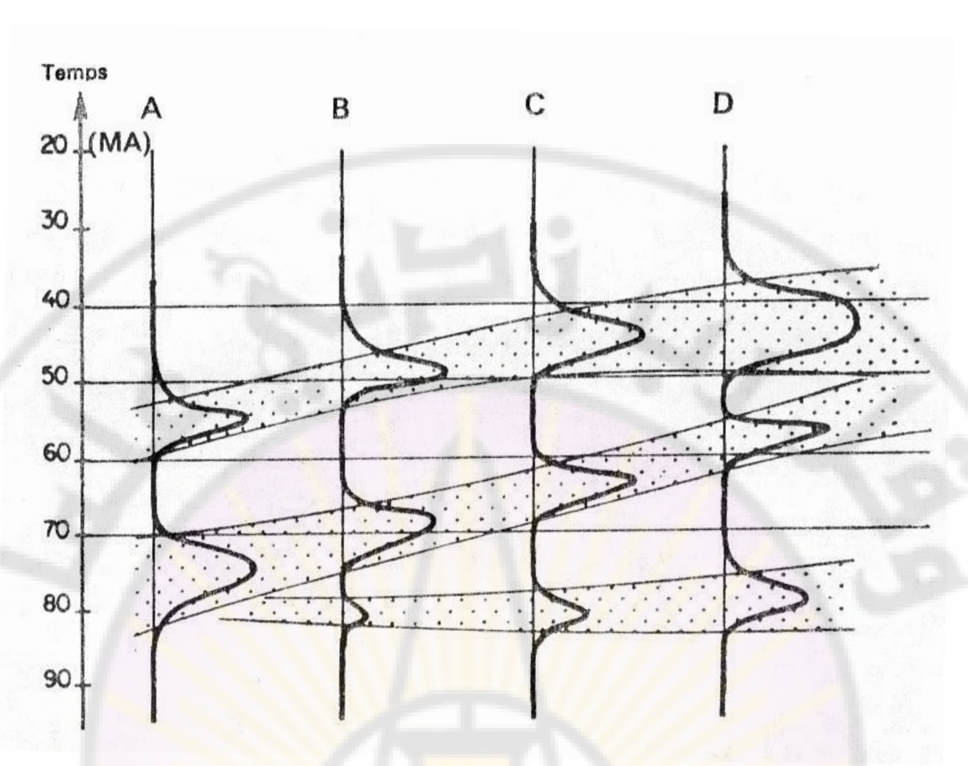
وجهات النظر حول مفهوم الأطوار التكتونية، فقد حاول بعض الجيولوجيين ولا سيما H . stille تبنّي تسميات مفصلة، وتقسيمات تكتونية على شاكلة التقسيمات الستراتيغرافية، وكل منها يميز حقبة زمنية قصيرة. ولكننا لا ننصح باستعمال مثل هذه التسميات التي من شأنها تعقيد الدراسة، وإنما نكتفي بتحديد المدد الزمنية التي تحدد كل طور انضغاط أو تكتوني.

نسمي طوراً تكتونياً أو طور انضغاط تلك الحركات التي تؤدي إلى تشكل طيات وفوالق مقلوبة على مستوى منطقة، ولذلك فإن عمليات الانضغاط المحلية لا تدخل تحت نطاق هذا المفهوم، وكذلك لا يدخل تكتونيك التباعد Tectonique de Distension والحركات الشاقولية. ولقد تبين بنتيجة الدراسات المكثفة والدقيقة أن أطوار الانضغاط قليلة الحدوث ومتمايزة بعضها عن بعضها.

2-3-4-1- الأطوار التكتونية في المستويات البنيوية العليا والوسطى Les phases tectoinques dans les niveaux structuraux moyens et supérieurs

في المستويات البنيوية العليا والوسطى تتوضح الأطوار التكتونية بواسطة عدم التوافق في الطي، الذي يسمح بتحديد عمر الطور التكتوني، أو الفاصل من الوقت الذي تمت خلاله. ويتوقف تحديد ذلك على إمكانية تحديد عمر آخر مستوٍ ملتوٍ وأقدم مستوٍ في عدم التوافق. تعطي الدراسات التي أجريت حتى الآن فواصل زمنية من مرتبة 10 ملايين سنة، وفي حالات نادرة من 1-5 ملايين سنة. وفي مثل هذه الحالات فإن مفهوم الطور التكتوني يمكن تطبيقه، ذلك لأنه بعد مرحلة الترسيب التي تستمر عشرات الملايين العديدة من السنين، يمكن أن يتم في هذه المدّة التواء plissemet، حت Erosion، شبسلة Penéplanation واستقرار، ثم عودة إلى الترسيب من جديد، بحيث يكون قد تم خلال هذه الحقبة من الزمن طور التواء سريع كما في الشكل (13.2).

إن عملية تحديد العمر السابقة يجب أن لا تقتصر على نقطة واحدة، وإنما يجب أن تتم في نقاط متعددة ومختلفة ومتباعدة الواحدة عن الأخرى، وذلك للتأكد من أن هذا الطور قد حدث في الوقت نفسه على امتداد المنطقة، أو أن عمره يتباين من منطقة إلى خرى. ولكن هذا العمل ليس من السهولة بمكان، وذلك لأن بعض المجموعات لا يمكن تقدير عمرها بدقة، أو لأن المجموعات عديمة التوافق، قد تعرضت لعمليات تعرية شديدة. ومع هذا يمكن الخلاص إلى الملاحظات والنتائج الآتية:



شكل 13.2

توضيح أهمية الأطوار ومدتها التكتونية لسلسلة حسب مقاطع مختلفة D,C,B,A وتغير هذه الأطوار زمنياً وفراغياً.

1 . إن الأطوار التكتونية ذات الوقت القصير أو الآنية Phases Rapides لا يمكن أن تمتد على مسافات كبيرة، وهي تغير عمرها من منطقة إلى أخرى في السلاسل الشاسعة، فهي آنية في جزء من هذه السلسلة مثلاً، ولكنها مختلفة على مقياس السلسلة بكاملها، وبالتالي فإن مفهوم الطور التكتوني لا يمكن تطبيقه على مقياس الكرة الأرضية.

2 . يمكن تفسير تغير عمر طور تكتوني في سلسلة ما بواسطة عملية هجرة لهذا الطور في الزمن وفي الفراغ كما يبين الشكل (13.2).

3 . يمكن لأطوار التكتونيك أن تحدث خلال مدد زمنية طويلة، ولتحديد مثل هذه الأطوار يجب أن تكون التشوهات قد تمت في الوقت نفسه الذي تمت فيه عمليات الترسيب، وأن تكون الرسوبيات حاوية على مستحاثات نستطيع بواسطتها تحديد عمرها، وغالباً يمكن التكهن بوجود أطوار تكتونية طويلة عندما يكون هناك عدم توافق، ولكن مثل هذه الشروط نادراً ما يمكن تحقيقها.

2-4-3-2- الأطوار التكتونية في المستوى البنيوي الأسفل Les phases tectoniques dans le niveau structural inférieur

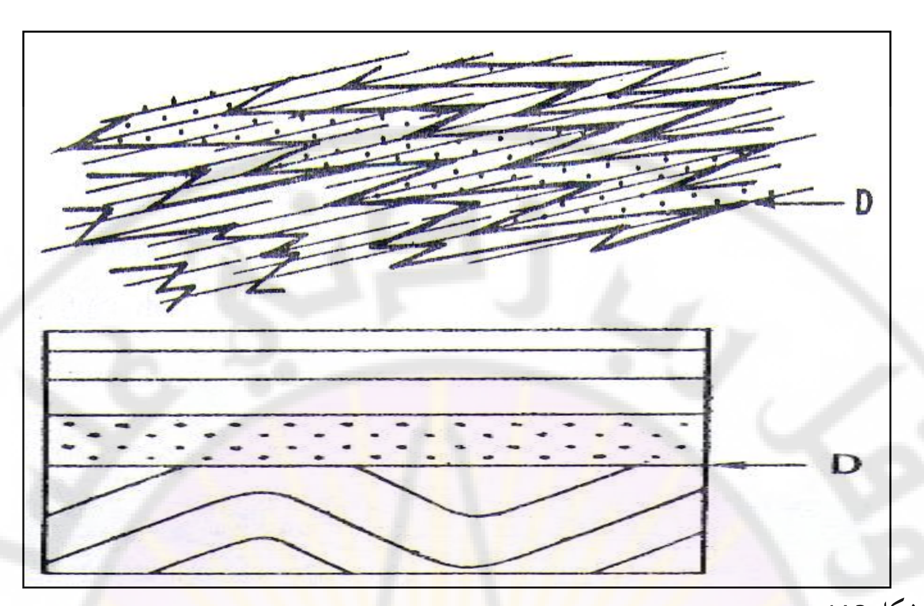
في المستويات البنيوية السفلى فإن الدراسات التكتونية تتعقد وتغدو أكثر صعوبة، وذلك لأنه بدءاً من شدة معينة للتشوهات، فإن الصخور تتبلور مجدداً وتتحول، وتصبح المستحاثات نادرة ثم تختفي نهائياً.

ولهذا فإنه بدءاًً من بعض الأعماق لا يمكن تحديد أعمار المواد، وبالتالي لا يمكن القيام بدراسات مشابهة لتلك التي قمنا بها بالنسبة للمستويات الوسطى والعليا. فالتورق الذي يزداد مع الأعماق يمحو التطبق وعدم التوافق، ويرافق بعمليات تسطح، وبالتالي تصغر زاوية عدم التوافق (شكل 14.2). ولكن عندما يكون التسطح Applatissement مهماً جداً، فإنه يمكن أن يحصل توافق بين المجموعات غير المتوافقة، وفي هذه الحالة فإن إجراء دراسة ميكروتكتونية دقيقة، قد تسمح بإعادة إظهار عدم التوافق. وبالإضافة إلى ما سبق فإن الاستحالة تؤدي بدورها إلى إخفاء عدم التوافق وإزالته. ويؤدي علم تحديد العمر المطلق بالطرق النظائرية دوراً مهماً في هذا المجال.

5-3-2- الاستحالة العامة للسلاسل Le métamorphisme général des chaines

إن الاستحالة العامة هي من المظاهر المميزة للسلاسل الجبلية ومرتبطة بتشكلها ولذا فإنه من المفيد توضيح العلاقات الكائنة بين هذه الاستحالة وبين التكونيك.

إن الاستحالة هي عملية تحول منرالوجية تصيب الصخور التي تطبق عليها حرارة عالية (أكثر من 300 درجة)، ونميز فيها استحالة تماسية Metamorphisme de contact عندما تكون التأثيرات الحرارية محلية (مثلاً بالتماس مع الاندفاعات)، أو عامة بالنسبة للتحولات على مستوى القشرة الأرضية. ولدراسة هذه الأخيرة لا بد من معرفة توزع الحرارة في باطن القشرة الأرضية، والقوانين التي تحدد علاقة الأعماق بتغيرات الحرارة. ولقد بينت الدراسات الحقلية والمخبرية أن مخطط العمق والحرارة يبدي تغيرات كبيرة، ولكن من المتفق عليه أنه في الحالات العادية ترتفع الحرارة بمعدل 3 درجات لكل 100م؛ أي بمعدل 30 درجة للكيلومتر الواحد، غير أن هذا المعدل وهو ما يطلق عليه اسم غراديان حراري قد يزيد، أو ينقص كثيراً بحيث تنخفض إلى معدل درجة واحدة لكل 100م أو تزيد بمعدل درجة لكل بضعة أمتار، وذلك في النطاقات الحارة غير العادية.

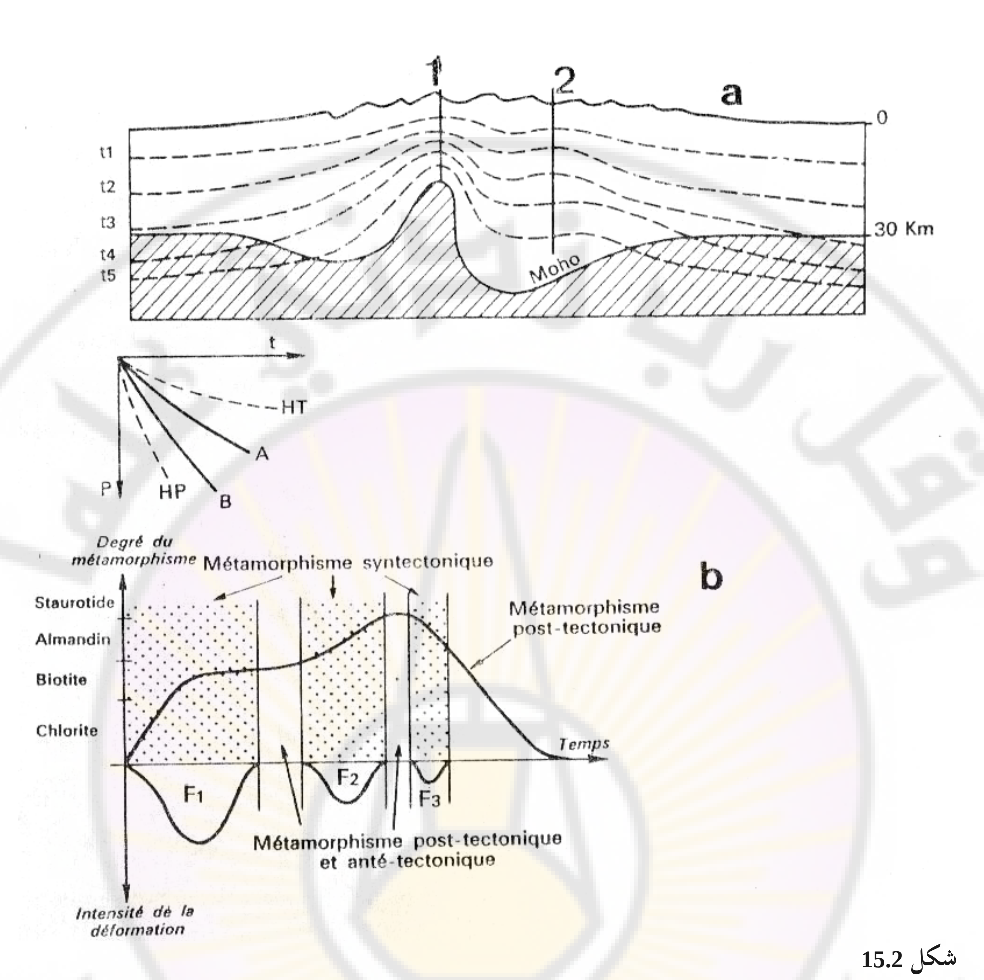


شكل 14.2

تخطيط يوضح كيف أن الطي المرافق للشستزة يعيق إعادة تمييز عدم التوافق. في الأسفل قبل الطي وفي الأعلى بعد الطي.

إن التغيرات السابقة في قيمة الغراديان الحراري قد تحصل لدى الانتقال من منطقة إلى أخرى، أو عندما نتوغل في الأعماق، وهكذا فإن مخطط العمق والحرارة لم يعد يمثل بمستقيم، وإنما بمنحنٍ يحدد ميله قيمة الغراديان الحراري، أي السرعة التي يتم بموجبها تغير درجة الحرارة مع الأعماق. إن معظم النتائج الحالية والمستمدة من دراسة المنحنيات حرارة ـ عمق وحرارة ـ ضغط تبين أن الاستحالة غالباً ما تتشكل في المناطق غير العادية والحارة من القشرة الأرضية، وهذا يعني أن الأجزاء الاستحالية من السلاسل تتوافق، في لحظة الاستحالة، مع النطاقات التي تكون فيها الخطوط الحرارية متقاربة أكثر من بقية المناطق، أو مقوسة أو شديدة التقارب، إلا أنه قد يحدث في نطاقات عميقة أقل حرارة من النطاقات المجاورة، وبالتالي فإن خطوط الحرارة تكون مقعرة، وهذا ما يحدث في نطاقات الغوص Subduction، وذلك في أعقاب انغماس كتلة ليتو سفيرية باردة في المعطف العلوي.

يمكن القول إذاً أن الاستحالة مرتبطة بحدوث حالة شذوذ حراري غير عادية Anomalie thermique وهي موجبة غالباً، ولكن سالبة أيضاً تصيب القشرة الأرضية ولاسيما في حالة غوص صفيحة تحت أخرى، حيث يكون الضغط عالياً (شكل 15.2). وحسب هذه التغيرات، فإننا نميز عدة أنواع من الاستحالة فمثلاً نميز بين استحالة منخفضة، متوسطة وعالية الضغط، وهي تعتمد على تغير الضغط بشكل رئيسي والحرارة



شكل 15.2

a . توضيح منحنيات تساوي الحرارة في حالة استحالة ذات شذوذ حراري موجب (1) واستحالة ذات شذوذ حراري سالب (2). b . علاقة الالتواء بالاستحالة ويتضح أن الاستحالة تكون معاصرة أو لاحقة للإلتواء ولا تكون سابقة له وإنما قد تكون سابقة لطور في الالتواء.

أيضاً. وهناك تصانيف أخرى تأخذ في الحسبان عامل الزمن والسوائل الموجودة، وبخاصة غاز الكربون، فيميزون استحالة في وسط مائي واستحالة في وسط كربوني.

2-3-5-1- العلاقة بين التكتونيك والشواذ الحرارية كمسبب للاستحالة La liaison entre tectonique et anomalies thermiques responsable du métamorphisme

من خلال الدراسات التي تم القيام بها حتى الآن، يمكن استنتاج عدد من القوانين التي تحدد العلاقة بين التكتونيك والشواذ الحرارية، وأثرها في توليد الاستحالة ويمكن تلخيصها كما يأتي:

1- إن الاستحالة لا تصيب أبداً سلسلة بكاملها، وإنما جزءاً متميزاً بضغط تكتوني شديد جداً ويتجاوز حداً معيناً ما. فمثلاً تصيب الاستحالة نطاقات الأغطية zones des Nappes، ويختلف الجزء المتحول في أهميته وحجمه وذلك تبعاً لوضع السلسلة. ففي السلاسل الضيقة يكون محدود الاتساع وأحياناً غير موجود، كما تصيب الاستحالة أيضاً المناطق المركزية من السلسلة. بما أن الاستحالة تصيب المناطق التكتونية من سلسلة، فإنه يمكن القول إن الالتواء والاستحالة لهما مسبب واحد مشترك وعميق. ويمكن توضيح ذلك باعتبار أن الشواذ الحرارية المسببة للاستحالة هي إحدى نتائج الالتواء، أي أن جزءاً من الطاقة المسؤولة عن تشكل السلسلة يتحول إلى حرارة، ولكن كمية هذه الحرارة مختلفة. ومن الممكن تبرير تحول 1/10 الطاقة اللازمة لهذه الاستحالة، أما ما تبقى فلا يمكن تفسيره إلا باعتبار حركات وحوادث خاصة تتم على مستوى المعطف العلوي.

2- تبدأ الاستحالة في الوقت نفسه الذي يبدأ فيه الالتواء، ولكن الاستحالة تدوم وقتاً أطول على اختلاف التكتونيك، الذي يحدث في فترات متقطعة، فالاستحالة تكون مستمرة ولاسيما عندما تكون لاحقة للتكتونيك، وهذا يشير إلى أن الاستحالة مزامنة للتكتونيك Syntectoniqe، أو لاحقة له post tectonique، وهي ليست أبداً سابقة للتكتونيك Antétectonique. قد تكون هناك استحالة سابقة بالنسبة لطور تكتوني معين، ولكن ليست بالنسبة لأول طور تكتوني، وبذلك فهذه الاستحالة السابقة لطور ما، هي لاحقة بالنسبة لطور آخر (شكل 15.2).

3- إن الجزء الأكبر من الاستحالة مزامن للتكتونيك Syntectonique، فالجزء الأعظم من الاستحالة يحصل في الوقت نفسه الذي يتم فيه الالتواء، ولذا تتميز الصخور الكريستالية الورقية المتحولة بوجود تورق Foliation، الذي هو شكل متطور للشستزة Schistosité. وعليه فلا توجد استحالة عامة بدون تخطط أو بدون فلزات موجهة Minéraux orientés، وعندما يكون هناك استحالة لاحقة للتكتونيك، فإن هذا التخطط يمكن أن يختفي نتيجة لإعادة التبلور Recristallisation.

4- الاستحالة تكون متعددة الأطوار polyphasé، حيث يلاحظ بشكل عام ضمن المجموعات الاستحالية عدة أطوار تبلور متوضعة بعضها فوق بعضها الآخر، ولهذا فمن الشائع أن نجد طوراً أو اثنين أو ثلاثة ضمن الاستحالة المعاصرة للتكتونيك التي تتوافق والعدد نفسه من الأطوار التكتونية، وكل منها ملحوق باستحالة. إن كل طور من هذه الأطوار يتميز بفلزاته الخاصة وبحرارته المختلفة.

5- مدة الاستحالة تختلف وهي إجمالاً بشكل عام مشابهة لمدة الالتواء، أي بحدود عدة عشرات الملايين من السنين، أما إذا اعتبرنا طوراً معيناً من الاستحالة فقد يدوم عدة ملايين من السنين فقط.

2-3-5-2- العلاقة بين نطاقات الاستحالة والبنيات التكتونية: Les rapports entre les isogrades du métamorphisme et les structures tectoniques

تتميز الصخور الاستحالية كما ذكرنا بوجود تطاول Foliation، وتكون النطاقات الاستحالية غالباً موازية لهذا التطاول، ولكن ليس هناك أسباب تمنع من أن تكون مائلة، وهذا الميل يكون قليلاً كلما كان التطاول قريباً من الأفقي، وشديداً كلما كان التطاول قائماً، وهذا ما يصادف في حالة الاستحالة المرافقة للتكتونيك. أما في حالة الاستحالة اللاحقة للتكتونيك فإن النطاقات الاستحالية تكون بشكل واضح مائلة على البنيات.

2-3-6- تاريخ ما قبل الطي لسلسلة . مفهوم الجيوسينكلينال L'Histoire anté-plissement d'une chaine de géosynclinal

إن الغالبية العظمى من السلاسل الجبلية تتشكل بدءاً من تخاديد سابقة يطلق عليها اسم جيوسينكلينات Géosynclinaux يعود تاريخها عادة إلى ما قبل 200 مليون سنة. هذا التاريخ الطويل كان ينظر إليه على أنه المرحلة الأولى أو الرشيم بالنسبة لتطور السلسلة، وبالتدريج أمكن تحديد بعض المفاهيم المهمة عن هذه الجيوسينكلينات، بحيث يمكن في الوقت الحاضر القبول بما يأتي:

آ– إن تشكل سلسلة يسبق دوماً بمرحلة ترسيب تتم في أخاديد متطاولة تدعى الجيوسينكلينات.

ب– كل سلسلة جبلية مرت حتماً بمرحلة الجيوسينكلينال، ومن هنا ظهرت النظرية المسماة جيوسينكلينال Géosynclinal، التي تفترض أن بنية أي سلسلة مرتبطة بتاريخها الرسوبي ما قبل الالتوائي، وأن هذه البنية لا تتوافق إلا مع ماسيؤول إليه تطورها الترسيبي بشكل أوتوماتيكي. بالمقابل ليس بالضرورة أن يتحول كل جيوسينكلينال إلى سلسلة جبلية.

2-3-6-1- تعريف الجيوسينكلينال Définition du géosynclinal

استخدمت عبارة الجيوسينكلينال بمعانٍ مختلفة ولذلك فمن المهم تحديدها. تطلق عبارة جيوسينكلينال على كل حوض ترسيبي Bassin sédimentaire متطاول له خصائص

تلك المنخفضات التي تحولت خلال التاريخ الجيولوجي إلى سلاسل. هذا التحديد الاختياري الغامض، يقضي أن تكون هذه المنخفضات ذات أبعاد كبيرة كتلك التي تتمتع بها السلاسل الجبلية. وهكذا فإن أطوالها قد تتراوح بين عدة مئات إلى عدة الآلاف من الكيلو مترات. أما سماكة الرسوبات فقد تتراوح من 20-25كم. السحنات البتروغرافية لهذه الرسوبات هي عادة مارنية، أو سحنات قارية بعض الأحيان.

2-3-6-2- النماذج المختلفة للجيوسينكلينات Les différents types de géosynclinaux

يبين الشكل (16.2) النماذج المختلفة للجيوسينكلينات وذلك على مقياس القشرة الأرضية، وتبعاً للحدود بين الكتل اللتوسفيرية المختلفة وهي:

. الجيوسينكلينات التي تتوضع على الأطراف الثابتة للقارة Le type de bordure stable de continent يكون الجيوسينكلينال متوضعاً في الحد بين القارة والمحيط، ولكن ضمن الكتلة نفسها. ومن الأمثلة على ذلك الطرف الشمالي للقارة الأمريكية الجنوبية حيث نمر تدريجياً من سحنات ضحلة Neritiques عائدة للبلاتفورم القاري، إلى توضعات عميقة عائدة لنطاقات ذات أعماق كبيرة، وتكون قاعدة المجموعات غالباً كبريتية.

. الجيوسينكلينات التي تتوضع على الأطراف المتحركة للقارات Le type de bordure mobile de continent، وتقع على الحد بين القارة والقشرة المجاورة، وبما أننا على الحد الفاصل بين الكتلتين، فإن القشرة المحيطية تنطمر تحت القارة عبر امتداد كبير، ولذلك فإن الجيوسينكلينال يتكون من جزء محيطي متحرك وجزء قاري ثابت، والحد بين الاثنين يشكل حفرة عميقة، وهذا النوع من الجيوسينكلينال يكثر حول الباسفيك.

. الجيوسينكلينات التي تتوضع داخل القارات Le type intra-continental وتتوضع كلياً داخل القارة فوق قشرة قارية ذات سماكة ضعيفة. وهذه الرقة في السماكة تكتسب من جراء تكسرات كبيرة. ومن الأمثلة على ذلك سلاسل البيرينية وهذا النوع كثير الانتشار.

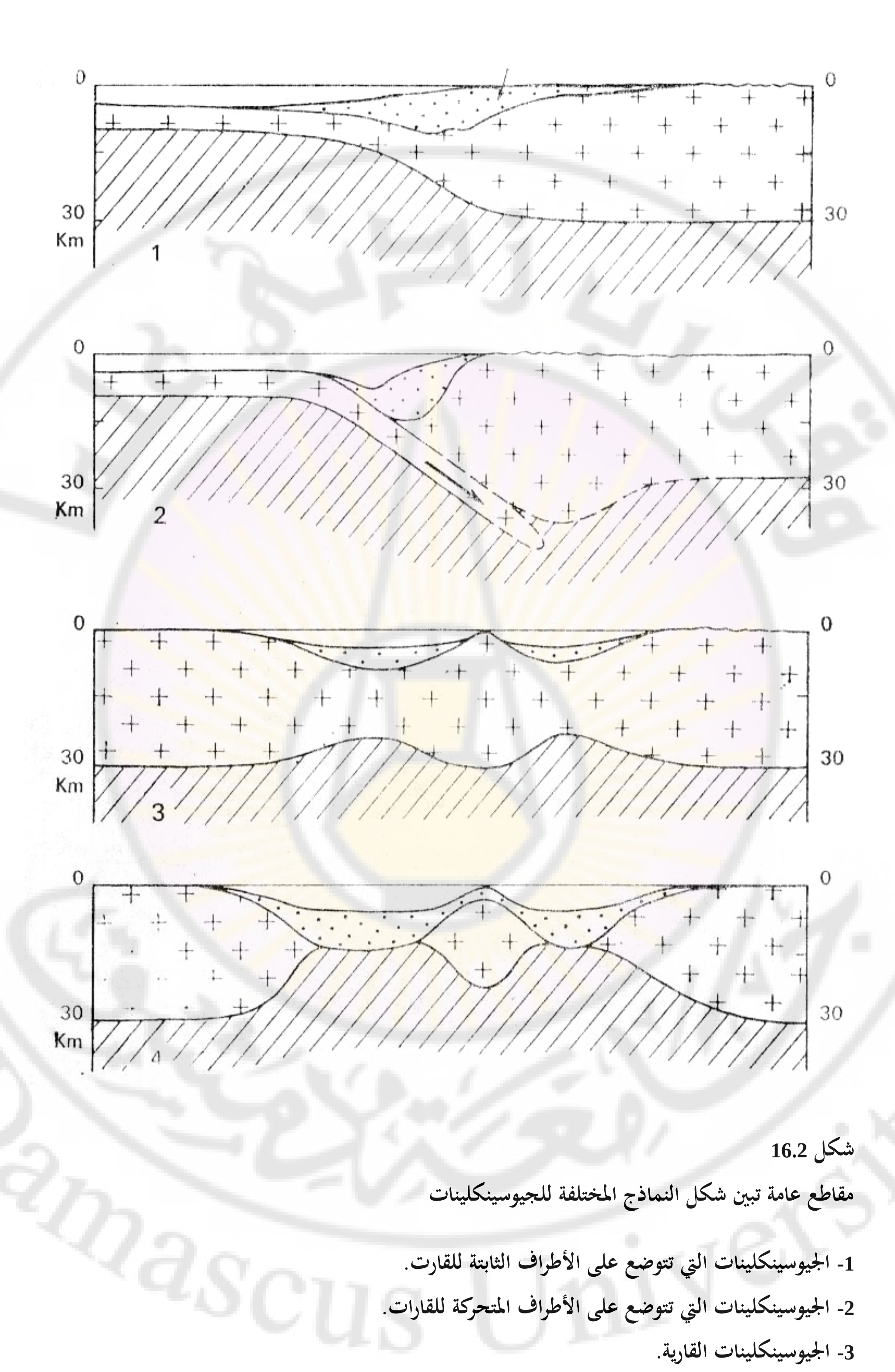
. الجيوسينكلينات المعقدة Les types complexes ومن الأمثلة عليها:

1- تلك التي تتوضع فوق نطاق محيطي ضيق كالبحر الأحمر.

2- تلك التي تتوضع فوق قارة مقطعة إلى كتل صغيرة، تفصل بينها نطاقات محيطية.

3- تلك التي تشترك مع الجزر القوسية المتوضعة في نطاق محيطي.

Damascus University



شكل 16.2

مقاطع عامة تبين شكل النماذج المختلفة للجيوسينكلينات

1- الجيوسينكلينات التي تتوضع على الأطراف الثابتة للقارت.

2- الجيوسينكلينات التي تتوضع على الأطراف المتحركة للقارات.

3- الجيوسينكلينات القارية.

4- الجيوسينكلينات المعقدة.

2-3-6-3- تسمية الجيوسينكلينات Nomenclature de géosynclinaux

تبعاً للشكل، للسحنات، ولنوع التطور الذي يتبعه الجيوسينكلينال فقد ظهرت تسميات عديدة معقدة وذلك بإضافة لاصقة في مقدمة لفظة الجيوسينكلينال مثل: اورتو Ortho، بارا Para، ميو mio، اكسو exo، زو zeu، دلتا Delta، ايبي epi، تافرو taphro.. إلخ. ولقد تبين أن معظم هذه التعابير لا تمثل مدلولاً محدداً وأن أفضلها هو ميوجيوسينكلينال وأوجيوسينكلينال.

نطلق لفظة ميوجيوسينكلينال Méogéosynclinal على المنخفضات المميزة لسحنات ضحلة Neritique قليلة العمق كالكلس، أما الأوجيوسينكلينال Eugéosynclinal فإنها تتميز بسحنات أكثر عمقاً كالفليش، الشيست أو مجموعات عميقة كالراديولاريت، وتكون متشاركة مع مجموعات ماغماتية تحت شكل أوفيوليت أو اندفاعات أساسية.

2-3-6-4- مدلول سحنات الرسوبات الجيوسينكلينالية Signification des faciés des sédiments géosynclinaux

يمكن أن نستنتج من التسميات المبينة أعلاه أن الميوجيوسينكلينال تتوافق مع قشرة قارية، في حين أن الأوجيوسينكلينال تتوافق، نظراً لسحناتها العميقة ووجود كتل ماغماتية، مع قشرة محيطية أو مع قشرة رقيقة. وما يجب ملاحظته أن هذا التمييز بين ميوواوجيوسينكلينال حيث تكون متوضعة بجانب بعضها بعضاً، أي متشاركة فيما بينها، وبالتالي لا توجد أية قواعد تربط بينها.

ومن الناحية البنيوية فإن سحنة الترسبات الجيوسينكلية تفيد دراستها للأسباب التالية:

1- إن السحنة تحدد الأسلوب التكتوني للسلسلة. فمثلاً مجموعة شيستية لا تتصرف في أثناء الطي، مثل مجموعة كلسية، وبذلك فإن الأسلوب التكتوني يتوقف على السحنة أو الليتولوجيا.

2- السحنات تسمح بإعطاء فكرة عن شكل الجيوسينكلينال في وقت ما، والتغيرات التي تعرض لها، وبالتالي يمكن تتبع تطور الجيوسينكلينال عبر التاريخ الجيولوجي.

3- بما أن شكل السلسلة يتوقف على الشكل الهندسي للجيوسينكلينال الذي توضعت عليه، فيمكن بالاعتماد على دراسة السحنات أخذ فكرة عن البنية العامة للسلسلة، وذلك فيما إذا نظرنا للأمور بمقياس كبير جداً، أي بمقياس القشرة الأرضية.

ومع هذا فإن معطيات السحنة المذكورة يجب استخدامها بحذر تام، لأنه يمكن أن تتواجد سحنات مختلفة في جيوسينكلينال واحد، وذلك تبعاً لسرعة أو بطء عمليات الترسيب. فمثلاً لنفرض أنه لدينا أخدود مائي بعمق 3000م، وأن عمليات الترسيب ضعيفة أو معدومة، فإن سماكة الرسوبات لا تزداد بشكل حساس، وبالتالي فإن السحنات تبقى هي نفسها خلال وقت طويل. وبالمقابل إذا كانت عمليات الترسيب كبيرة وسريعة، فإن الأخدود يمكن أن يمتلئ سريعاً (خلال مليون سنة تقريباً)؛ وبالتالي نحصل على سحنات متدرجة، مثلاً عميقة، ضحلة، ثم سحنات قارية.

2-4- مراحل تطور سلسلة قارية Les différents stades de l'évolution d'une chaine intracontinentale

لأجل فهم تطور سلسلة قارية لا بد من فهم الآتي:

. طبيعة القشرة التي ستتشكل عليها السلسلة.

. طور الترسيب أو الجيوسينكلينال.

. طور الطي أو التكتونيك المولد.

. طور ما بعد الالتواء أو التعادل التوازني.

2-4-1- طبيعة القشرة التي ستستقر عليها السلسلة La nature l'écorce sur laquelle s'installe une chaine

إن أكثر السلاسل الجبلية تقوم فوق قشرة قارية، وهكذا فإن الصفيحة التكتونية التي كانت توجد في أوروبا في نهاية الباليوزويك paléozoique استخدمت من جديد عندما تشكلت السلاسل الألبية. وبالطريقة نفسها فإن الصفيحة التكتونية لنهاية البريكامبريان استخدمت من جديد في أثناء تشكل السلاسل الهرسينية، وتقوم السلاسل البريكامبرية على أرضيات أقدم بكثير. هذه الأرضيات التي تقوم عليها السلاسل الجبلية تتميز باستقرار وتوازن منذ وقت طويل، وهذا يعني

أن تشكل سلسلة جبلية مستقل عن طبيعة القشرة التي تقوم عليها، بينما هي نتيجة حركات مولدة تتوضع في المعطف العلوي.

في المقابل لم يتم التحقق من قيام سلاسل جبلية فوق أرضيات محيطية على الرغم من أن بعضها يشكل نطاقات ذات ديناميكية نشطة مثل المحيط الباسفيكي الذي تجددت أعماقه في أقل من 150 مليون سنة. ولذا يمكن القول أن معظم السلاسل الجبلية تقوم على أنقاض أرضيات قارية كانت موجودة من قبل.

2-4-2- طور الترسيب أو الجيوسينكلينال La phase de sédimentation ou «géosynclinale»

فيما عدا بعض الحالات النادرة فإن أي سلسلة جبلية تتوافق مع نطاق حيث تكدست بشكل مسبق رسوبات بسماكة أكبر مما حولها، وتبدي سحنات مختلفة ومماثلة للسحنات العميقة. لأن السلسلة الجبلية تتوضع غالباً فوق تخدد رسوبي يسمى جيوسينكلينال نظراً لأبعاده (انظر 2-3-6). إن سماكة الجيوسينكلينال والسحنات المتشكلة تتوقف كثيراً على أهمية التباعد Distension والطريقة التي يتم بها، أي على أبعاد التخدد المتشكل، وكذلك على أهمية الرسوبات المحمولة. ومن قبيل المثال لنفرض وجود أخدود عمقه (2000م) فإذا كانت عملية الترسيب ضعيفة والرسوبيات المحمولة قليلة، فإنه ستتشكل رسوبات قليلة السماكة وذات سحنة عميقة. أما إذا كانت عملية الترسيب نشطة والمجلوبات الرسوبية كبيرة، فإنه ستتشكل رسوبات سميكة ذات سحنات مختلفة منذ العميقة حتى القارية. ومن جهة أخرى إذا كانت الحمولات الرسوبية مهمة منذ تشكل التخدد، وإذا لم يتغلغل البحر إلى هذا التخدد، فإن السحنات المتشكلة هي قارية. وهكذا فإنه في الجيوسينكلينات يمكن إيجاد السماكات والسحنات المختلفة جداً. فقد تصل السماكات إلى 10-15كم وأحياناً 20كم، وكذلك فإن بعض السحنات لا توجد غالباً في الجيوسينكلينات كالفليش وبعض السحنات الشيستية، وكذلك سحنات السيليس ذات راديولاريت.

إن مدة هذه المرحلة كبيرة جداً وبشكل عام فهي بحدود 100 مليون سنة، وقد تصل إلى 250 مليون سنة. كما في حالة السلاسل الهرسينية لأوروبا الغربية وتتجاوز هذا الرقم في حالة السلاسل البريكامبرية.

3-4-2- طور الالتواء أو التكتونيك المولد La phase de plissement ou de tectogenése

إن مرحلة الجيوسينكلينال غالباً ما تتوقف مفاجأة بسبب حدوث التواءات في الجيوسينكلينال، وهكذا فإن التحدب الذي تم حصوله في أثناء هذه المرحلة يعقبه مرحلة انضغاط تصيب كامل القشرة الأرضية التي تتقعر بمعدل 50%، وقد يرافق عملية الانضغاط هذه حصول غوص Subduction وهذا الانضغاط يولد جملة من الحوادث المهمة:

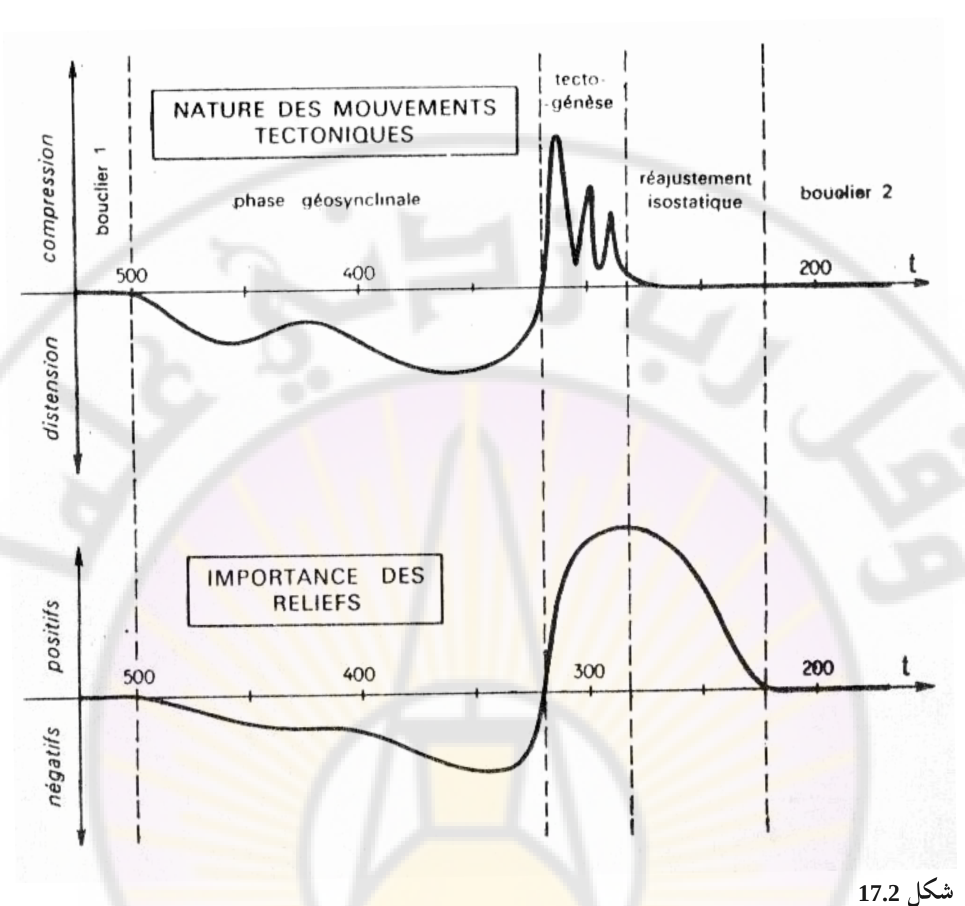
. حصول الالتواء والتكسر الشامل لمجمل الوحدات الصخرية المكونة للقشرة الأرضية.

. انتفاخ القشرة الأرضية إما إلى الأعلى حيث تتشكل تضاريس، أو إلى الأسفل حيث تتشكل جذور Racines.

إن التضاريس المتشكلة قد تتجاوز (8000م)؛ وبخاصة في السلاسل الحديثة. وفي مثل هذه السلاسل فإن عمق الموهو Moho، قد يصل إلى 70 كم، وهذا يتوافق مع تشكل جذر على عمق 30-40 كم. ويبدو أن هناك علاقة بين عمق الجذر والتضاريس، وهذه الأخيرة لا تشكل أكثر من $\frac{1}{4}$ أو $\frac{1}{5}$ عمق الجذر.

ونتيجة لحوادث الانضغاط وتشكل الجذر، فإن تغيرات ستطرأ على المواد المكونة للقشرة، حيث تتغير شروطها وبخاصة الشروط الحرارية والكيميائية، وهكذا فإن الحركات الميكانيكية تقود إلى شروط جديدة حرارية وكيميائية. تؤدي الشروط الحرارية إلى استحالة الرسوبات كافة، بحيث لا يمكن التعرف عليها بعد ذلك، والكيميائية تؤدي إلى عمليات مغماتية متميزة بالاندفاعات الغرانيتية.

إن عمليات الانضغاط السالفة الذكر لا تتم في مرة واحدة، ولكن على عدة مراحل تكتونية متميزة، منفصلة عن بعضها بمدد هادئة نسبياً. وهذه المراحل تصيب في الغالب أجزاء مختلفة من السلسلة، ولكن يمكنها أن تصيب جميعاً الجزء الواحد نفسه تلو الآخر، بشكل متتالٍ ومتعاقب مما يعطي بنيات معقدة جداً. إن مدة أي مرحلة تكتونية هي نسبياً قصيرة إذا ما قورنت بالمقياس الجيولوجي، أحياناً أقل من 10×10^6 سنة، والحقبة الفاصلة بين مرحلة وأخرى هي عادة أطول، وهي من مرتبة $10\text{-}20 \times 10^6$ سنة. أما مدة التكتونيك المولد Tectogenèse التي تشمل مختلف المراحل التكتونية المختلفة والأزمنة الفاصلة بينها، فإنها تصل عادة إلى زمن يتراوح بين 30-50 مليون سنة (شكل 17.2).



شكل 17.2

مخطط يبين المراحل المختلفة لتطور السلسلة، ويلاحظ السرعة النسبية لطور التكتونيك المولد.

2-4-4- مرحلة التصحيح التوازني La phase de réajustement isostatique

ما إن تتوقف الحوادث الناتجة عن الانضغاط حتى تتعرض السلسلة إلى إعادة ضبط توازني بسبب تشكل الجذر. ويتركب هذا الأخير من مواد سيالية (سيليسيوم + ألمنيوم بكثافة 2,7)، كانت قد غارت داخل المعطف المتميز بتركيبه من مواد ذات كثافة عالية (3,3)، وذلك بتأثير عمليات التكتونيك المولد، مما يؤدي إلى صعودها. وخلال صعود الجذر يتم تشكل تضاريس تكون مسرحاً لعمليات التعرية، ولكنها لا تكون عميقة لأن عمليات تشكل هذه التضاريس تكون بحالة استمرار ما دام هناك جذر.

عندما يختفي الجذر ويتوقف تشكل التضاريس، نقول عن السلسلة قد أخذت وضع الشبسلة Pénéplanation. ويظهر على السطح صخور كانت قد تشكلت في الأعماق.

يبين الشكل (18.2) أنه يمكن نظرياً أن نجد على السطح صخوراً كانت قد تشكلت على أعماق تعادل أعماق الجذر. فإذا استطعنا أن نبرهن بترولوجياً أن صخور سلسلة مشبسلة Pénéplanation، قد تشكلت على أعماق 40 كم، فهذا يشير إلى أن الجذر كان على مثل هذا العمق. وهذا يمكن من أخذ فكرة عن عمق الجذر، وبالتالي عن شدة الانضغاط أو التقصير، وذلك بملاحظة الصخور السطحية لهذه السلسلة التي تشكلت في الأعماق. إن عملية إعادة الضبط التوازني، عملية بطيئة تتطلب عدة عشرات الملايين من السنيين، وخلال هذه الحقبة فإن بعض الحوادث يمكن أن تتم:

. فعمليات الترسيب يمكن أن تستمر في أحواض مجاورة، حيث تتشكل سحنات قارية بشكل خاص.

. النهوض العام يدفع البحر.

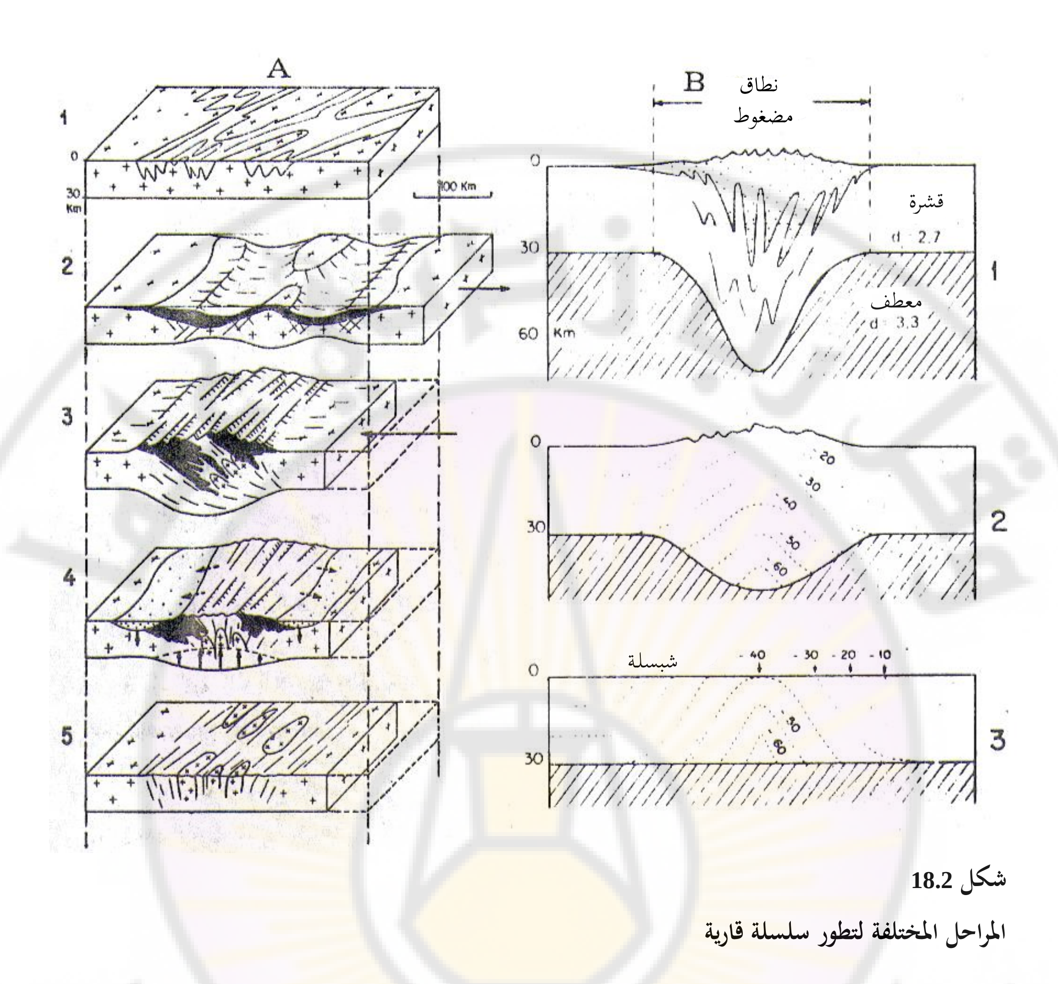
. بعض البراكين يمكن أن تتشكل على السلاسل الجبلية التي هي في حالة نهوض مشكلة تضاريس بركانية تضاف إلى سابقتها.

. غالباً ما يرافق عملية إعادة التوازن مرحلة تباعد مرافقة بتشكل Horsts وكذلك Grabens. وهذا يمثل آخر مرحلة من حياة السلسلة. وهناك من يعدّ أن مرحلة التباعد هذه هي لاحقة لعملية تطور السلسلة، وذلك لأن البنيات المتكونة من هذا التباعد هي مائلة أو عمودية على السلسلة، بينما البنيات المرتبطة بها تكون موازية لها. والشكل (B, A 18.2) يبين المراحل السابقة. تترافق هذه المراحل، التي تشهد تطور سلسلة بعدد من الحوادث المهمة هي:

1- الاندفاعات Le plutonisme

نتيجة لارتفاع الحرارة تنصهر بعض صخور قاعدة القشرة، مما يؤدي إلى اندفاع صخور حبيبية كالغرانيت الذي هو أكثر شيوعاً. هذه الاندفاعات يمكن أن تكون مزامنة للتكتونيك أو لاحقة له Syn ou post-tectonique.

الصخور المعاصرة للتكتونيك تكون متشوهة ويظهر فيها تورق Foliation ومتوافقة مع البنيات، وهي مؤشر أكيد عن وجود سلسلة. أما اللاحقة للتكتونيك فإنها مكونة من صخور غير متجانسة، وتتقاطع مع البنيات. هذه الصخور قد توجد خارج سلسلة، ولذلك فليست دليلاً قاطعاً على السلسلة.



شكل 18.2

المراحل المختلفة لتطور سلسلة قارية

A-1- قشرة قارية وسلسلة قديمة متوازنة، 2- طور الجيوسينكلينال، 3- طور التكتونيك المولد، 4- طور إعادة الضبط التوازني، 5- شبسلة تامة.

B-1- بداية تشكل السلسلة وظهور الجيوسينكلينال، 2- طور التكتونيك المولد، 3- طور إعادة التعادل التوازني، لاحظ تغير شكل منحنيات الايزوبات حسب المراحل المختلفة.

يبدو أن الحرارة التي تسببت في هذه الاندفاعات هي نفسها المسؤولة عن الاستحالة، وربما تكون ناتجة عن اضطرابات في المعطف العلوي، أو انصهار الطبقة ذات السرعات الضعيفة Couches à faible vitesse. أما صعود الماغما فربما يكون نتيجة لإعادة توازن القشرة والمعطف العلوي من جهة،ونتيجة للتباعد المرافق للحركات العمودية من جهة ثانية، أما توضع هذه الاندفاعات في مكانها فإنه يتولد نتيجة حوادث تكتونية.

2- المولاس في أثناء وبعد التكتونيك Le stade des molasses syn ou post-tectonique

إن التضاريس المتشكلة نتيجة الالتواءات تهاجم مباشرة بواسطة عمليات الترعية مؤدية إلى تشكل رسوبات خاصة، دوماً حطامية وأحياناً خشنة يطلق عليها المولاس Molasses، ويمكن أن تكون بحرية أو قارية دون تمييز. إن دراسة حصى الكونغلوميرا المتوضعة ضمن المولاس يسمح بشكل غير مباشر بإعادة بناء تطور أجزاء من السلاسل ليست مرئية حالياً، إما لأنها تآكلت بالحت، أو لأنها تغطت بتشكيلات أخرى. ففي الألب مثلاً يمكن إثبات أن الأجزاء الداخلية منها كانت في مكانها حتى الاوليغوسين Oligocéne على الرغم من عدم وجود أي تكشف يعود لهذا الطابق في هذه الأجزاء الداخلية، وذلك لأنه يوجد في اوليغوسين الأحواض المولاسية السويسرية على أطراف الألب حصى من هذه النطاقات الداخلية.

3- البركنة اللاحقة والمرتبطة بالحركات الشاقولية: Le volcanisme post-tectonique lié aux mouvements Vérticaux

إن الحركات الشاقولية التي تعقب عمليات الالتواء تشكل غالباً منخفضات تكون مرافقة بعمليات تكسرية وتباعد. هذا التباعد يكون مرافقاً باندفاعات بركانية شديدة. في حالة السلاسل شبه المحيطية periocéaniques تكون هذه البراكين انديزيتية تتوضع بشكل موازٍ للسلاسل. وفي بعض المناطق الألبية من المتوسط، فإن البراكين تقطع البنيات بشكل عرضاني، وتشوه شكل السلسلة. إن هذه الماغما الصاعدة تتشكل في المعطف العلوي، مما يشير إلى تكسر وتشقق الجزء العلوي من الليتوسفير كي يسمح بمرور هذه الماغما.

5-2- ميكانيكية تشكل السلاسل الجبلية Les mécamismes de formation d’une chaine

نستعرض هنا بإيجاز بعض الأفكار التي سادت لتفسير تشكل السلاسل الجبلية كعمل تأريخي، في حين أن التفسير الحديث يعتمد على مفاهيم نظرية تكتونيك الصفائح الذي سوف نفرد لها فصلاً مستقلاً.

1-5-2- تقلص الكرة الأرضية Contraction du globe terrestr

صيغت لأول مرة من قبل ايلي دوبومونت Elie de Beaumont (1852) وهي تستند على فرضية التبرد المستمر Refroidissement continu للأرض، مما يسبب تناقصاً في قطر

محيط الكرة الأرضية يؤدي إلى خفس القشرة Affaissement. وهذه الحوادث المركزية تترافق بعمليات انضغاط وتمدد، أي بحركات تماسية Mouvements tengentiels تصيب المناطق الضعيفة من القشرة؛ وبخاصة نطاقات الجيوسينكلينال Zones géosynclinales مولدة الالتواءات. وهكذا تنطوي وتتجعد قشرة الأرض كقشرة التفاحة. إن الحسابات الترموديناميكية التي قام بها العالم غوغل Goguel في كتابه La traité de tectonique بينت أنه في حالة الألب، يجب أن نتصور أن الأرض تبردت بمعدل (2000 درجة)، وهو ما لا يتفق مع طبيعة الحياة في هذه المنطقة في الأزمان البعيدة.

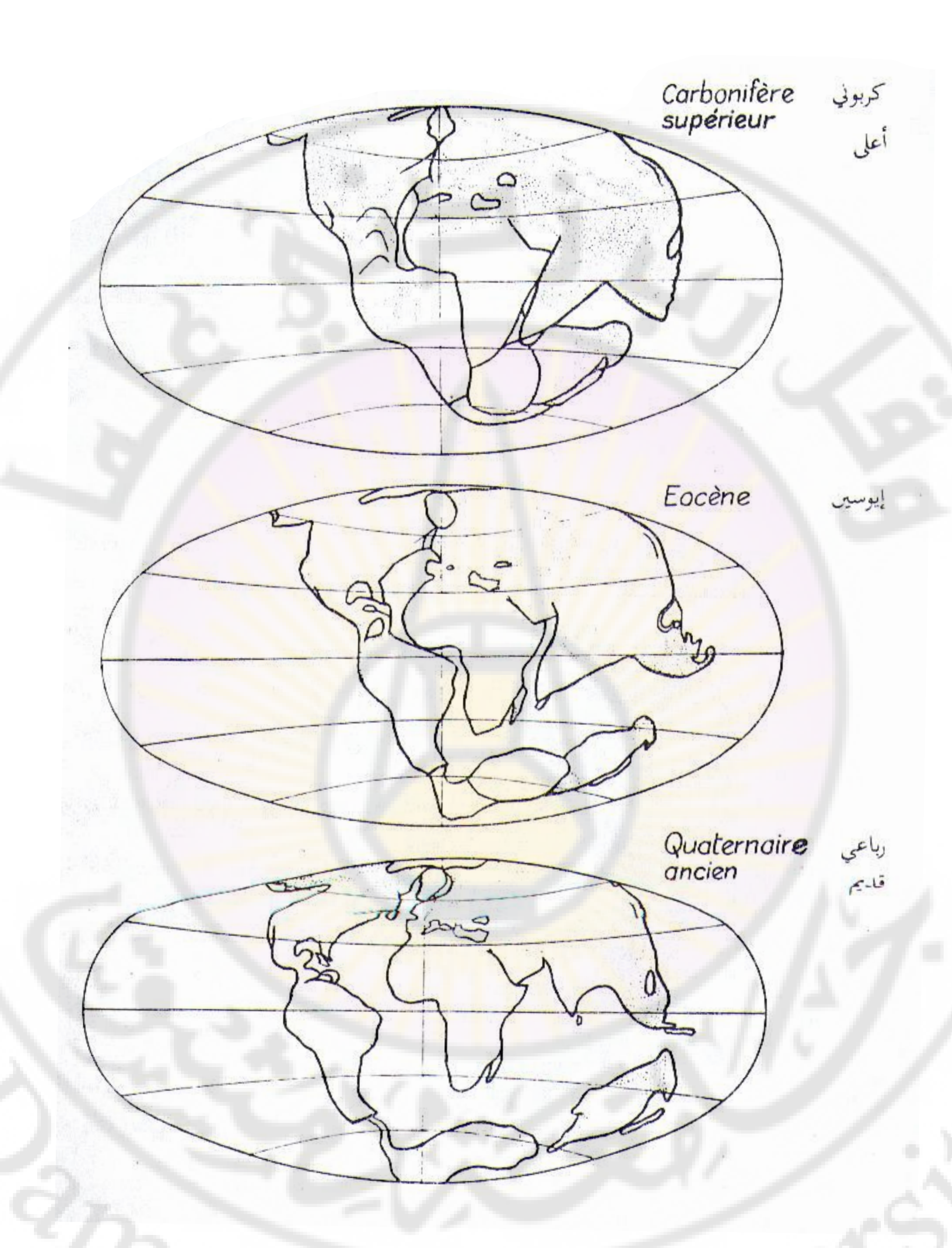
2-5-2- نظرية انسياح القارات: Derivé des continents

يعود الفضل في هذه النظرية للأمريكي تايلور Taylor (1910) والجيوفيزيائي فغنر wegener (1912). فقد لاحظ فغنر التشابه في الشكل بين الشواطئ الأمريكية والافريقية للأطلنطي، بالإضافة إلى تطابقات جيولوجية، مناخية paléoclimatiques وباليونتولوجية، مما دعاه إلى تعميم هذه النظرية على الأرض كافة. ويرى هذا العالم أن التقلص الأولي للقشرة السيالية العائمة فوق السيما، يؤدي إلى تشكل قارة وحيدة يمتد حولها محيط واحد، قاعدته مكونة من السيما (شكل 19.2).

3-5-2- اتساع الكرة الأرضية Expansion du globe terrestre

تعدُّ هذه النظرية معاكسة لنظرية التقلص وقد صيغت بأسلوبين مختلفين.

- في الأول يعتبر ماتشينسكي (Matschinsky 1950) أنه بعد تصلب القشرة السليكاتية، فإن الخسارة الحرارية تقل، ويعود مركز الكرة الأرضية فيتسخن من جديد مؤدياً إلى تمدد بسبب حصول انقطاع، ومن هنا أطلق على فكرته عبارة نظرية الانقطاع تحت تأثير الشد Théorie de la repture sous tension. إن الكتل التي تشكلت بهذه الطريقة يكون لها أقطار أصغر من الكرة الأرضية، وإن إعادة تصحيح توازنها واستقرارها Réajustement isostique يؤدي إلى تشكل الجبال.
- في الثاني يعدُّ الهنغاري ايجيد L.Egyed (1959) أن قوى الجذب بين جسمين منفصلين عن بعضهما بمسافة محددة تتناقص مع مرور الزمن. ومع تقدم الزمن ينخفض الضغط في كل نقطة داخل الأرض، بحيث تتناقص كثافة المادة المكونة بها؛ وبالتالي يحدث تمدد. وقد أطلق على فكرته النظرية الديناميكية للأرض Théorie dynamique de la terre.



شكل 19.2

نظرية انزياح القارات. المناطق المنقطة هي بحار قارية. نفترض أن أفريقيا تشغل الوضع الحالي ولكن وضع خط الاستواء اختياري. عن Weggner.

Damascus University

2-5-4- نظرية العوم Courants de convection dans le magma

طرحت هذه النظرية من قبل الأمريكي غريجز (GRIGGS 1939)، الذي بين من جراء ملاحظاته أنه إذا سخنّا بالوناً يحوي ماء ونشارة خشب، فإننا نلاحظ انتقال السائل على شكل تيارات حملانية courants de convection، لأن الماء الساخن في الأسفل أخف من الماء البارد على السطح، مما يؤدي إلى صعود الأول بحيث يتشكل لدينا طبقات مائية تتعاقب بعضها فوق بعضٍ حسب كثافاتها المتناقصة نحو الأعلى.

وبيّن الجيوفيزيائي بنارد BENARD أن هذه التيارات تحدد خلايا حملانية cellules de convection تتشابه مع الحركات الدورانية، وهي تتم على مستوى المعطف العلوي أي بين 50-2900 كم. فإذا افترضنا وجود خليتين متجاورتين خاضعتين لحركات متعاكسة، فإنه يتشكل في النطاق الذي تتواجه فيه الخليتان انخفاض سطحي يجر القشرة السيالية نحو الأعماق مشكلة جيوسينكلينال. وهكذا فإن السيما تعوم مسببة نهوض السيال مشكلة بذلك الجبال.

الفصل الثالث

دراسة التباعد ـ الانهدامات والأعراف المحيطية

LA DISTENISON-RIFTS ET RIDES MEDIO-OCÉAUIQ UES

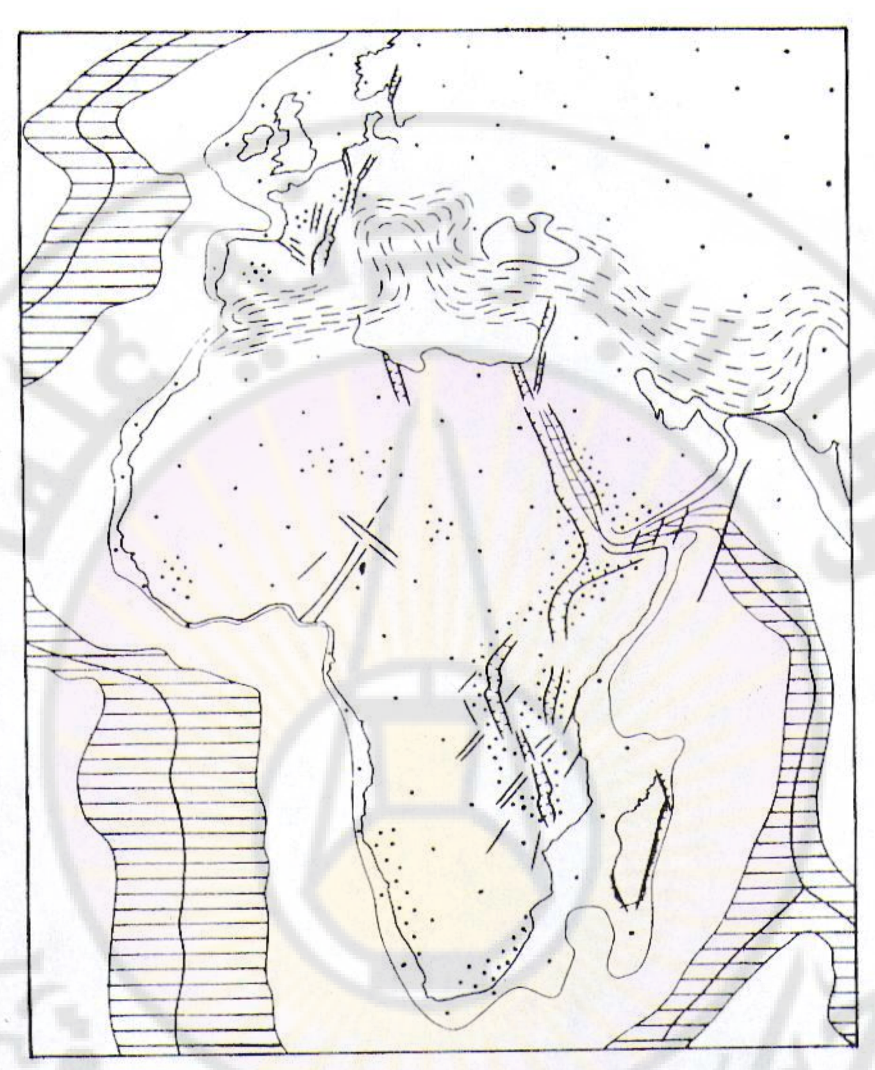
مع أن البنيات الناتجة عن التباعد Distension هي عديدة، متنوعة وتتشكل على المقاييس كافة، لكنها أقل ظهوراً من تلك المسببة بواسطة عمليات الانضغاط، على الرغم من أنها تقدم الدليل لحركات القشرة الأرضية وتغييراتها، وهي ذات أهمية كبيرة أحياناً، أكثر من تلك المولدة بواسطة الانضغاط. فالتباعد هو المسبب للإنخفاضات الكبيرة التي تصيب القارات، وكل الانخفاضات المحيطية والأعراف المحيطية Rides médio-océaniques. وفي كل الحالات يكون التباعد مرافقاً لاندفاعات بركانية. وفي هذا الفصل سوف نتعرض لهذه البنيات بالتفصيل، بينما ندرس البنيات الأخرى على مقياس أصغر في مواضيع أخرى.

3-1- التباعد في الصفائح القارية La distension dans les plaques continentals

ولإيضاح التباعد في الصفائح القارية، سوف نتعرض لبعض الأمثلة المستقاة من التطور الحديث للأرض، وذلك لعمر أقل من 70 مليون سنة حيث تتميز بسهولتها. وأهمها الانهدامات الافريقية، البحر الأحمر، والانهدام السوري الكبير وأوروبا الغربية. كما نورد بعض الأمثلة عن التباعد القديم.

3-1-1- الانهدامات الإفريقية Les Rifts Africaines

وهي مجموعة من الانخفاضات المتطاولة أو ما يطلق عليه وديان انهدامية Rifts valleys، تجتاز كل افريقيا الشرقية، وتوجد ضمنها البحيرات الافريقية الكبرى. وهذه الانخفاضات محاطة من جوانبها كافة بانحدارات Abrupts حادّة تمثل مواقع فوالق عمودية غالباً. وعلى هذا فالوادي الانهدامي، ما هو إلا تباعد أصاب جزءاً مهماً من القارة الإفريقية، ولكن هذا التباعد ضعيف نوعاً ما، لأن الامتداد الناتج عن شبكة التكسرات بكاملها لا يزيد عن عشرة كيلو مترات، وهو مقدار قليل على مقياس الكرة الأرضية (شكل 1.3).



شكل 1.3

الانهدامات الافريقية في أوروبا، **بالنقاط مناطق قارية، بالنقاط الكثيف مناطق انهدامية مهمة، مخطط بشكل أفقي أعراف محيطية، متقطع سلاسل آلبية.**

لقد خضعت الصفيحة الافريقية إلى عملية جذب اتجاهها العام هو شرق ـ غرب، وأصابتها تصدعات مرافقة بتطاول بسيط، تسببت في اندفاعات بركانية، ويمكن التحقق من أن الاندفاعات الثلاثية Cenozoiques والحديثة لإفريقيا الغربية لا تظهر إلا حيث تتواجد بنيات التباعد.

وهكذا يوجد ارتباط واضح بين الاندفاعات البركانية والتباعد. وهذا أمر طبيعي فعندما تخضع القشرة لعمليات جذب فتتكسر وتتمزق، فتصعد الماغما بسهولة أكبر إلى

السطح، وبالعكس؛ عندما تخضع القشرة لعمليات انضغاط فإن الشقوق تميل للانغلاق مما يعيق عملية صعود الماغما من القشرة. هذه الاندفاعات البركانية تؤدي إلى تشكل تضاريس مهمة تكمن في المخاريط البركانية (كيليلماندجاور Kilimandjaro مثلاً)، إن هذه التضاريس البركانية تتوضع فوق تضاريس ذات ميكانيكية مولدة تباعدية تغطيها.

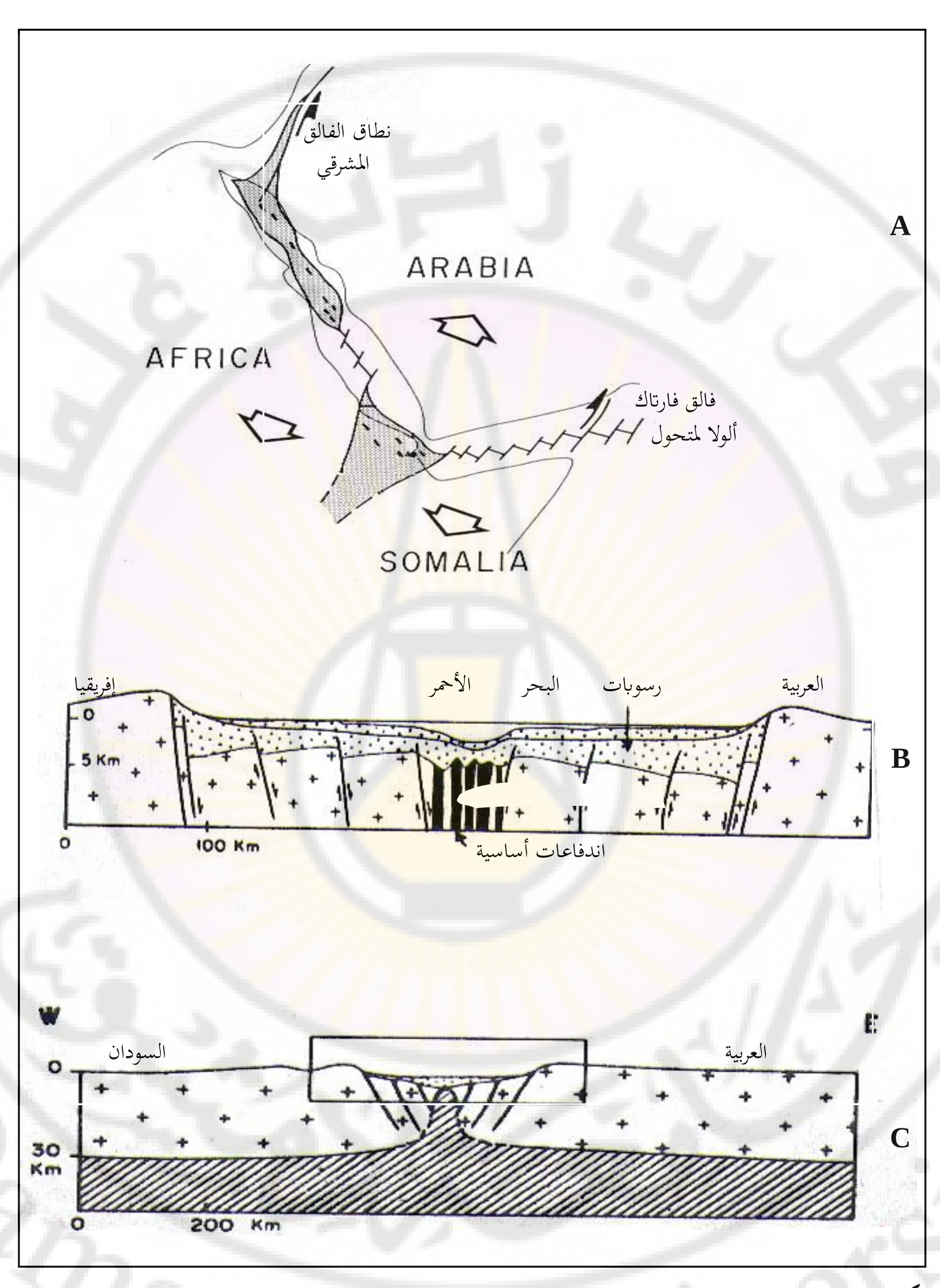
وبفضل الدراسات الدقيقة للأراضي التي أصابتها الفوالق أمكن تحديد عمر التباعد الذي بدأ منذ الميوسين Miocéne وحتى الوقت الحالي، حيث يظهر على شكل هزات أرضية تتوضع مراكزها في الوديان الانهدامية أو في أطرفها. ولكن يبدو أن التشققات Fracturations لم تتم بشكل مستمر خلال هذه الحقبة الممتدة خلال 20 مليون سنة، إنما تمت على ثلاث نوبات في نهاية الميوسين، ونهاية البليوسين وفي البليستوسين. وقد تبين أن نطاق الفاعلية الحالية كان أقل اتساعاً بكثير من الماضي، مما يعني أن تكسر الصفيحة الإفريقية يقل بالتدريج.

2-1-3 تمزق البحر الأحمر La déchirure de la mer rouge

يمثل البحر الأحمر الواقع شمال الانهدامات الإفريقية، كل مميزات الانهدام ولا يختلف عنه للوهلة الأولى إلا بأبعاده الأكبر، وانخفاضه الأعمق الذي سمح للبحر باجتياحه.

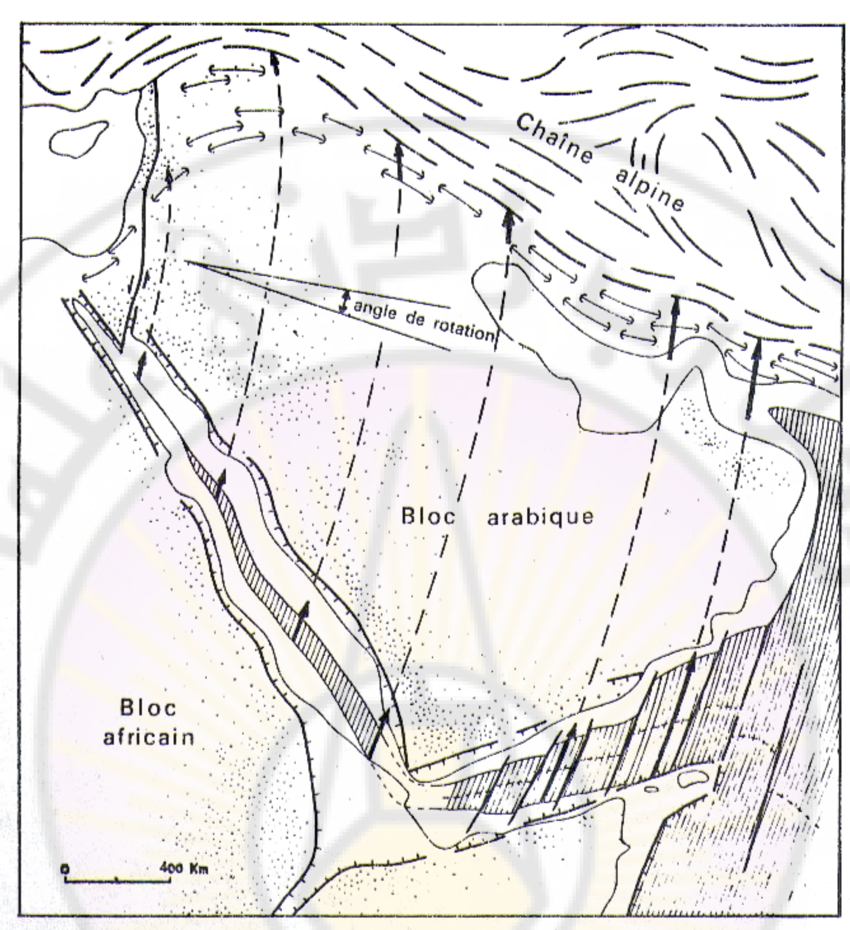
في الواقع إن تحول هذا الانهدام إلى ذراع بحري يشير إلى اختلافات مهمة. فبفضل الدراسات الجيوفيزيائية (الجاذبية المغناطيسية، والاهتزازية Gravimétrie, magnétisme et sismologie)، تبين أن الانخفاض المحوري للبحر الأحمر هو ذو قشرة محيطية بدون شك (شكل 2.3). ولما كانت القشرة قارية في الانهدامات الإفريقية، بشكل بسيط، فإنها تكون محيطية تماماً في محور انخفاض البحر الأحمر. هذا الوضع يمكن تفسيره بسهولة. ولذلك يكفي أن نفترض أن البحر الأحمر ما هو إلا انخفاض، استمر في الخضوع لتباعد البلوكات التي تحيط به، بعد أن مرّ بمرحلة الوادي الانهدامي، وبدءاً من انزياح هذه البلوكات فإن الانهدام تجزأ وتشقق تماماً. وهذه الشقوق كانت تملأ بمواد عميقة تكثر شيئاً فشيئاً، بحيث أن نطاقاً مركزياً مكوناً كلياً من ماغما عميقة تشكل في مركز الانهدام.

وبالخلاصة فإنه يمكن افتراض أنه في حالة الوديان الانهدامية يكون التطاول ضعيفاً (من رتبة 10 كم) ولكنه في حالة البحر الأحمر مهم وكبير من مرتبة (100 كم)، الأمر الذي يولد تمزقاً للقشرة، يملأ بماغما من أصل عميق كلما تشكل وزاد في الاتساع.



شكل 2.3

شكل تخطيطي يوضح الوضع العام للبحر الأحمر يبين المناطق التي تتحول إلى محيطية (A) (Choukroune et al.1988) ومقطعان عبره (C.B حسب .Chase et al 1966).



شكل 3.3

مظهر الانتقالات التي عانتها شبه الجزيرة العربية penisule Arabique. يمكن ملاحظة نهاية النطاق المحيطي واتساعه مع الطية المحيطية للمحيط الهندي، وكذلك الفوالق المحولة لخليج عدن. المناطق المنقطة هي تضاريس.

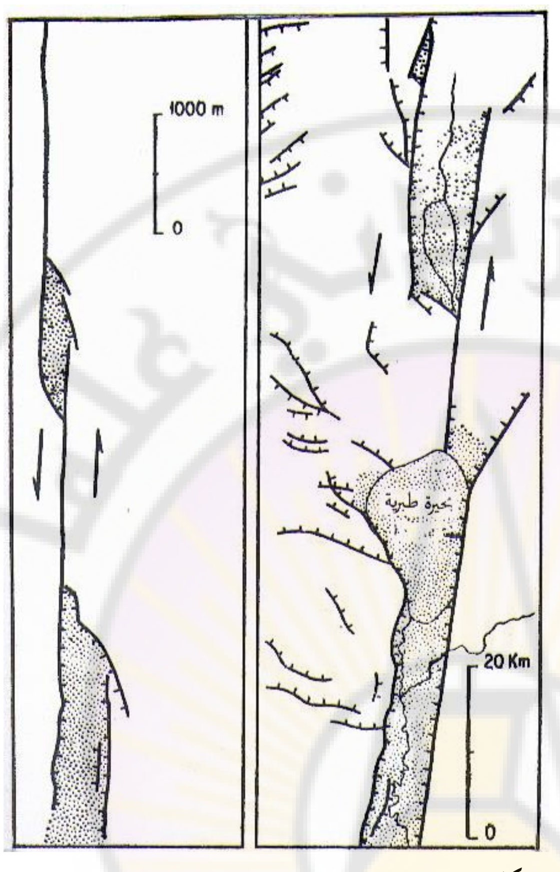
تُعدُّ هذه الآلية حالياً مقبولة تسمح بتفسير تشكل البحر الأحمر وخليج عدن بحركة الصفيحة العربية بالنسبة للإفريقية التي تعدُّ ثابتة. من المقبول والواضح أن قيمة انتقال البلوك العربي يكون أكبر كلما كان التمزق المحيطي واسعاً، وبهذا الصدد يلاحظ أن هذا التمزق يزداد عرضه تدريجياً من قاع البحر الأحمر، حيث يبدأ حتى المحيط الهندي ليصل إلى 400 كم.

وفي ضوء ذلك يمكن قبول انفصال الكتلة العربية عن إفريقيا بعد دوران لليسار بمقدار 6 درجات، إن انتقال الجزء الغربي من الكتلة العربية أقل بكثير من الجزء الشرقي (شكل 3.3). وفي الجزء الغربي نصادف من البحر الأحمر حتى جنوب لبنان، حزمة من الفوالق الزوالية Subméridiennes (شكل 4.3) ويمكن التساؤل فيما إذا



شكل 4.3

مظهر الطيات على جوانب انزلاق البحر الميت. النطاقات المنقطة هي رسوبات حديثة لحفر انهيارية.



شكل 5.3

مظهر تفصيلي للبنيات المتوضعة على جوانب انزلاق البحر الميت.

كانت هذه الفوالق متلائمة مع الحركات المفترضة للبلوك العربي. يصعب للوهلة الأولى فهم تلاؤمهما، وبالواقع نجد على امتداد حزمة الفوالق مجموعة من الحفر الانهيارية Fosses d'effondrement التي يُعدُّ آخرها البحر الميت، ومثل هذه الحفر يقتضي حدوث تباعد، وهو ما ليس متلائماً مع دوران البلوك العربي.

في الواقع يمكن أن نعدُّ أن الانكسار جنوب ـ شمال الذي يمتد من سيناء وحتى لبنان هو انزلاق يساري Decrochement senestre، وأن الحفر الانهيارية ليست إلا وليدة لعدم استقامة هذا الانزلاق (شكل 5.3). إن هذه الفرضية تتوافق مع مظهر الطيات الموجودة على جوانب الانزلاق المفترض، التي تشير إلى أنه قد حصل انضغاط في هذه المنطقة. إن دراسة

Damascus University

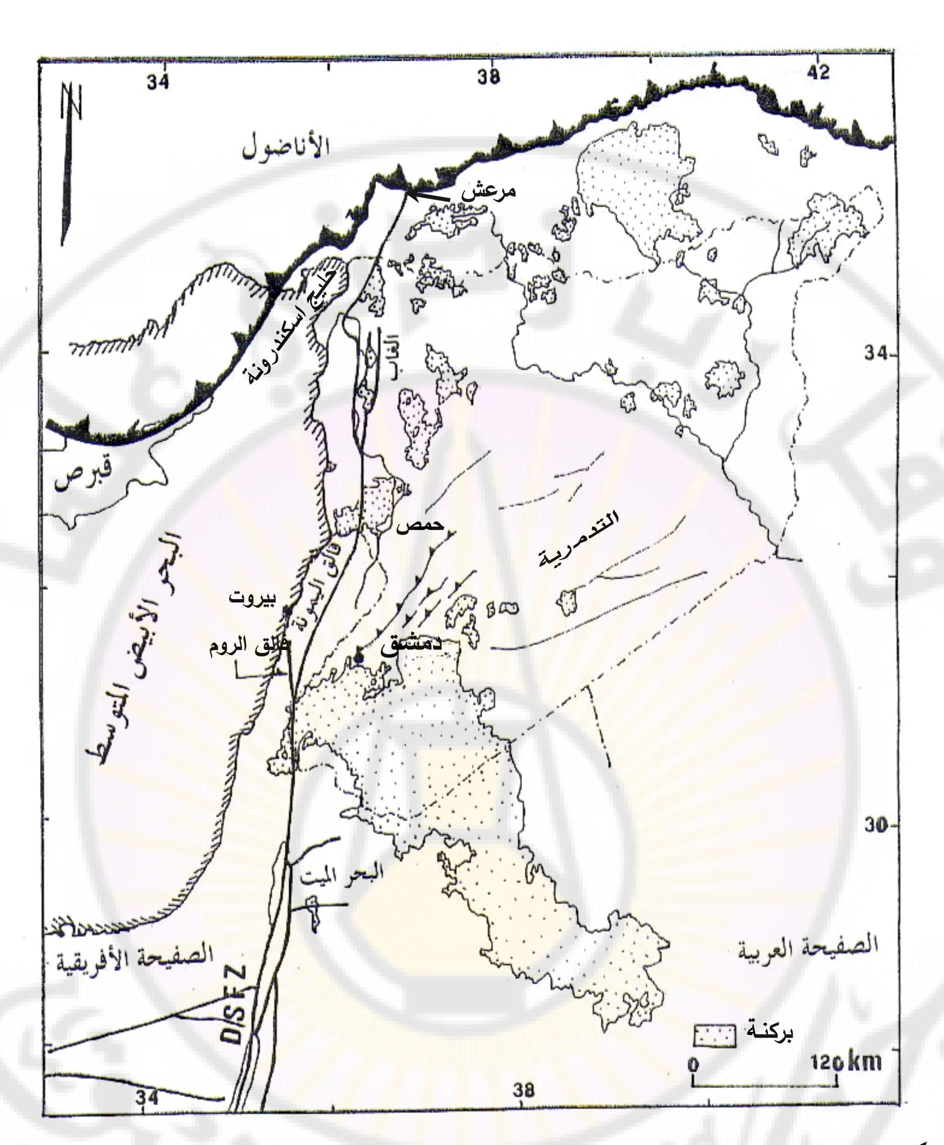
الحركات السابقة كافة وتحديد أعمارها بدقة، وهو ما ليس ممكناً دوماً، سيساعد على فهم أوضح وتحديد أدق، لتفسير جميع هذه البنيات. يبدو هنا كما في الأودية الانهدامية أن تكتونيك التباعد تم في الميوسين، والبليوسين، والبليستوسين.

البحر الأحمر يقدم لنا إذن مرحلة متطورة من التباعد. فهو يبين لنا كيف أن صفيحة قارية يمكن أن تتجزأ، وتنقسم إلى صفيحتين، وأن إحدى هاتين الصفيحتين الجديدتين تنفصلان وتبدأآن حركاتهما الانزياحية.

3-1-3 الانهدام السوري الكبير: Le grand rift syrien

يشكل الانهدام السوري الكبير، وبعض الباحثين يسمونه الانهدام المشرقي أو الأكثر شهرة منه انهدام الغاب، الامتداد الشمالي للنطاق الفالقي للبحر الميت (DSFZ) Dead Sea Fault zone، ويؤدي دور المفصل بين إفريقيا، الصفيحة العربية والأناضول (شكل 6.3). يبلغ امتداد الجزء السوري منه حوالي "500" كم من أصل ما يزيد عن ألف كيلومتر امتداد هذا الانهدام من البحر الأحمر وحتى الحدود التركية، حيث يتلاشى بتلاقيه مع نطاق التصادم الطوروسي ـ الزاغروسي. أما في سورية فإنه يبدأ عند الحدود الأردنية ـ السورية في منخفض جبل العرب باتجاه الشمال، حيث يعرف بفالق اليمونة عبر سهل حمص، وهناك يتقاطع مع السلسلة التدمرية ذات الاتجاه غرب ـ شرق التي تؤدي دور مفصلة بين جزئيه الجنوبي والشمالي. ثم يتابع الانهدام امتداده عبر انهدام الغاب بالقرب من اللاذقية ليتلاشى كما ذكرنا في الشمال مع ظهور الأوفيوليت في عصر الكريتاسي الذي يشير إلى تغيرات ريولوجية على مستوى القشرة الأرضية.

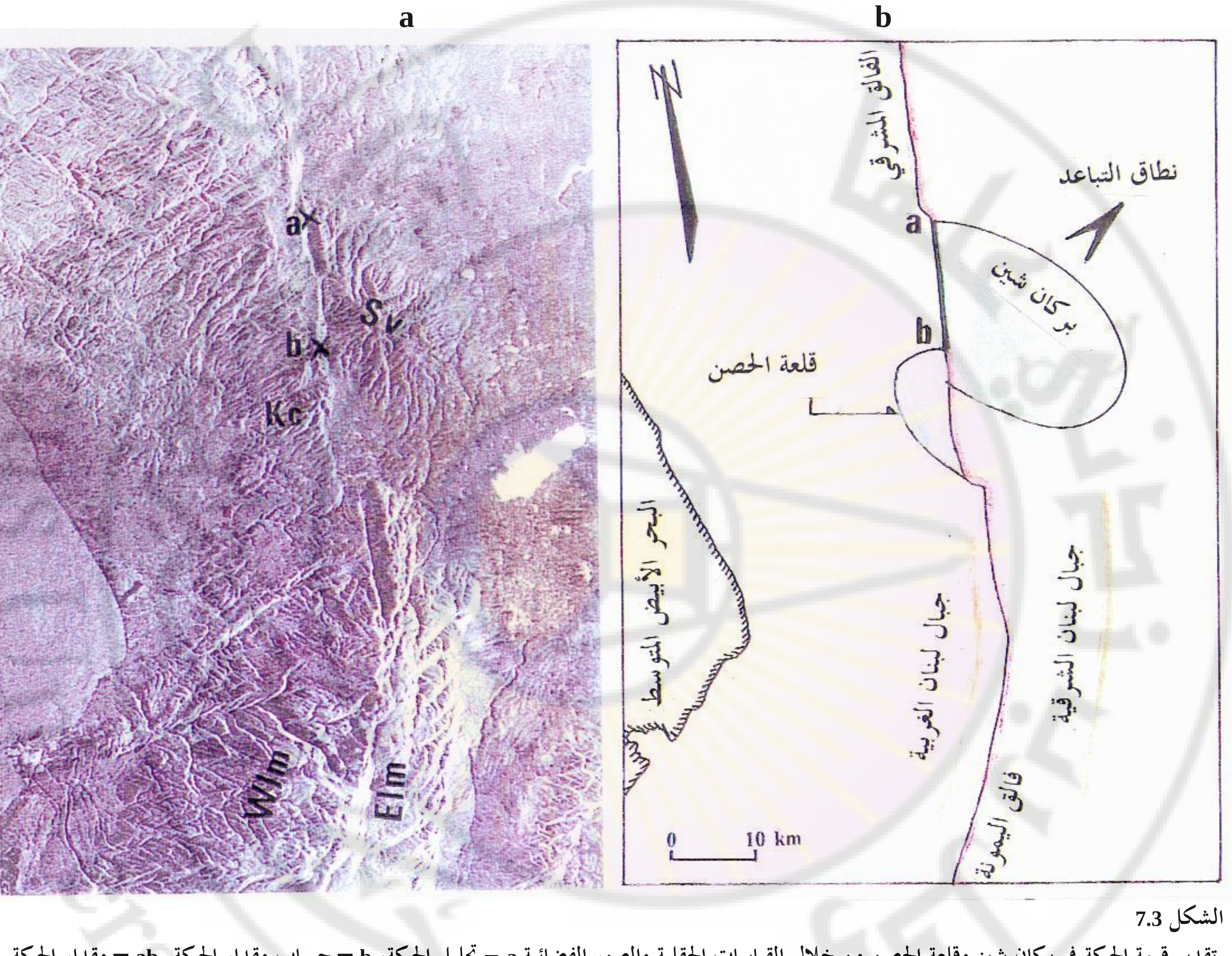
يثير اتجاه الحركة في شمال سورية جدالات ونقاشات بين من يعدُّها يسارية Sinestral وهي الأكثر قبولاً أو يعدها يمينية Dextral. أما قيمة الانتقال بين الكتلتين المتحركتين شرقاً وغرباً فهي كبيرة من مرتبة "100-110" كم موزعة على حقبتين: أولى قيمتها "60-65" كم خلال الإيوسين، وثانية قيمتها "40-45" كم خلال الهولوسين ومن المحتمل أنها ما زالت مستمرة حتى وقتنا الحالي، كما تشير الدراسات الجيولوجية التي سنعرضها. تتزايد الحركة الانزلاقية على جانبي الفالق من الجنوب إلى الشمال. إن التناقص المهم في الحركة الانزلاقية في مركز فالق اليمونة يترافق باتساع على مستوى السلسلة التدمرية، مما قد يشير إلى فوالق أخرى أو امتصاصات بحركات تكتونية عرضانية أو موازية.



شكل 6.3

خارطة لسورية توضح الانهدام السوري والبنيات الرئيسية المرافقة له منذ خليج العقبة، بحر الميت، منخفض جبل العرب، سهل حمص، السلسلة التدمرية، فالق اليمونة والغاب وصولاً إلى نقطة التقاطع في مرعش.

أما مقدار الحركة فهو محط اختلاف بين الجيولوجيين، فقد أعطيت تقديرات متباينة تتراوح بين "3.3" مم/سنة كقيمة دنيا و"5" مم/سنة كقيمة قصوى، ولكن الدراسات الحقلية تشير، من خلال الميلونيت وبعض البنى المرافقة، إلى حركة نشطة حتى وقتنا الحالي وانزياح لكتلة قلعة الحصن عن بركان شين بحدود "16" كم خلال "6.5" مليون سنة؛ أي ما يعادل "2.5" مم/سنة (شكل 7.3). إن هذه القيمة لا تبرر تراكماً طاقوياً كبيراً يؤدي إلى



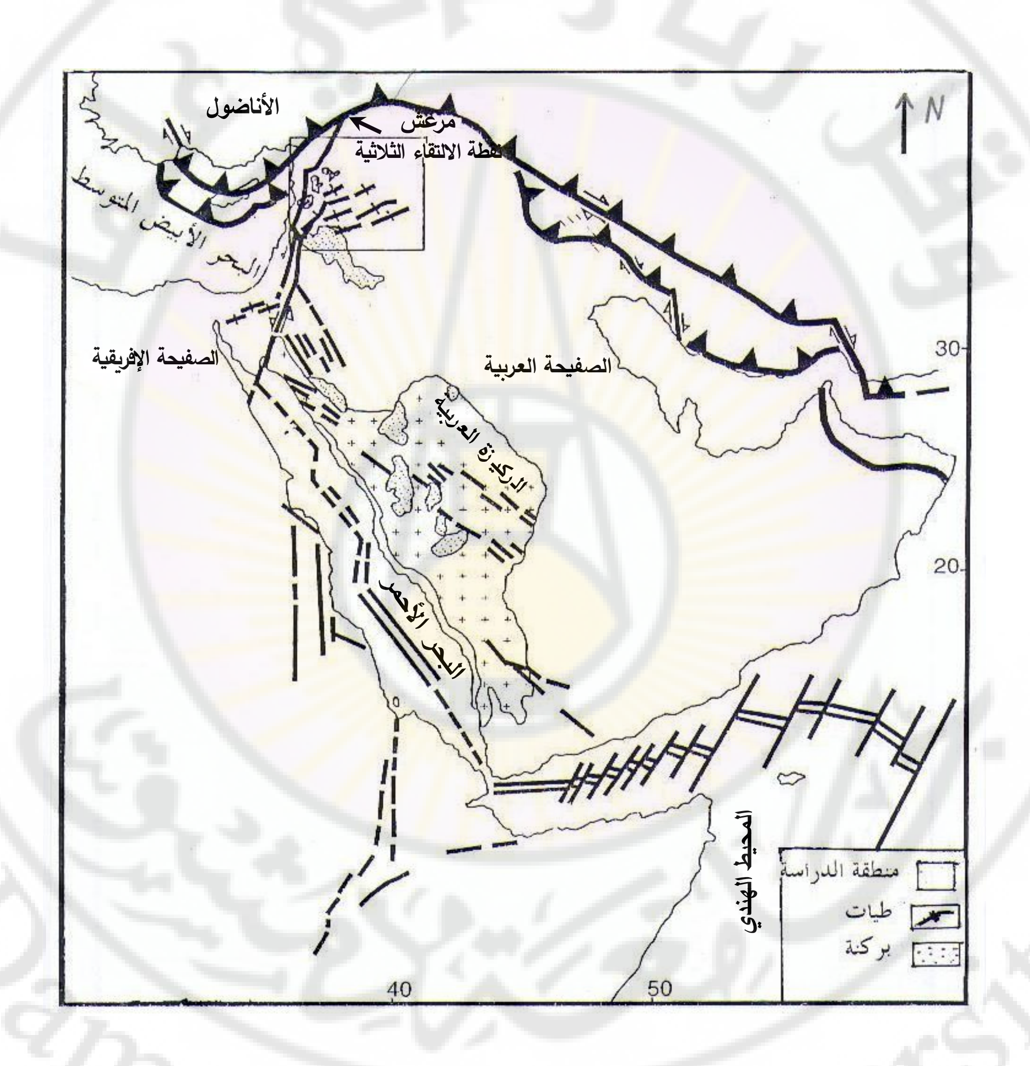
الشكل 7.3
تقدير قيمة الحركة في بركان شين وقلعة الحصن من خلال القياسات الحقلية والصور الفضائية a – تحليل الحركة، b – حساب مقدار الحركة. ab – مقدار الحركة 16كم خلال 6.5 مليون سنة، kc – قلعة الحصن، sv – بركان شين، Elm – جبال لبنان الشرقية، Wlm – جبال لبنان الغربية، bp – سهل البقيعة، yf – فالق اليمونة (Chorowicz et al. 2005, Bilal 2004).

حدوث زلازل ذات شدة كبيرة خلافاً لما ادعاه بعض الاختصاصيين السوريين والأجانب، والذي لا يرتكز على أية دراسات علمية. إن حدوث بعض الزلازل ضعيفة الشدة في المنطقة من حين إلى آخر يؤيد هذا التوجه. وعليه فإن الاعتماد على معلومات تاريخية غير مؤكدة، وخاصة ما يعرف بالدورة الزلزالية ليس له أي سند علمي وبالتالي لا يمكن التنبؤ بحدوث زلازل مدمرة في ظل غياب أية معطيات علمية في هذا الميدان، مما يجعل مثل هذه الادعاءات أو التصريحات مجانية ولا معنى علمياً لها. هذا لا يعني أنه لا يمكن حدوث زلازل مستقبلية، ولكن المعطيات المتوافرة تشير إلى أن الطاقة الكبرى تتحرر، إما في مناطق التوسع المحيطي في الجنوب (خليج عدن) أو مناطق التصادم الشمالي (نقاط التمفصل الإفريقي العربي ـ الأناضول، شكل 8.3)، وأن منطقة سورية، الوسط بينهما، تميل إلى الهدوء منذ الزمن القديم حتى وقتنا الحاضر، ولا تتعرض إلا لزلازل ضعيفة. إن الأهم من هذه الادعاءات أو التنبؤات غير العلمية هو إشادة منشآت قوية ومقاومة تحقق شروط الأمان ضد الزلازل والتي تكمن في منشآت مكونة من "4-6" طوابق مع ربط جانبي للأعمدة وفي حال تجاوزت المنشآت هذه الحدود فلا بد من معايير ومواصفات إضافية مقاومة للزلازل.

4-1-3 التباعد الحديث في أوروبا الغربية La distension recente en europe occidentale

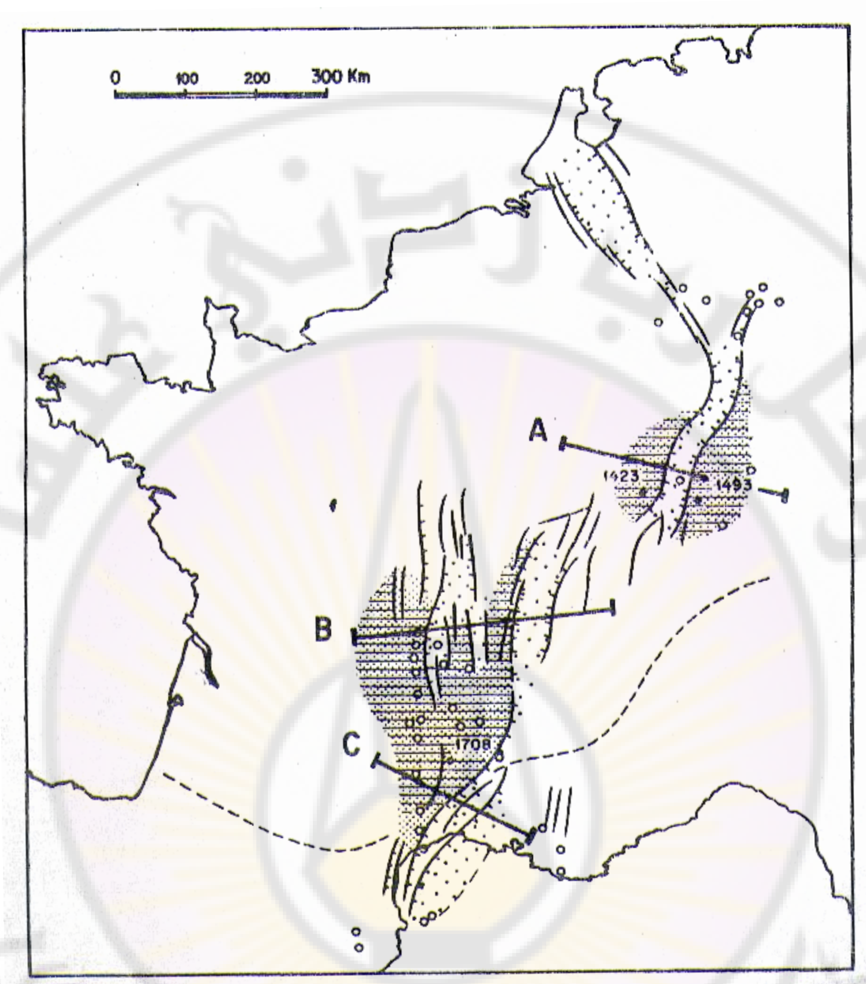
إن الصفيحة الأوروبية هي مخددة ومخططة، من البحر المتوسط وحتى بحر الشمال بواسطة حفر انهيارية، بشكل مشابه تماماً للأودية الانهدامية للقارة الإفريقية. إن حفرة رينان Rhénen، وليمان Limagne هما الأكثر شهرة بينها جميعاً. ويلاحظ كما في إفريقيا، أن البنيات التباعدية مرافقة باندفاعات بركانية كما في الكتلة المركزية الفرنسية (حيث تصطف سلاسل البوى puys المعروفة على امتداد هذه التكسرات)، وأن القشرة والمعطف العلوي في حفرة الرينان على الأقل، يعانيان من اضطرابات نتيجة لهذه البنيات (شكل 9.3).

يعود التباعد هنا إلى عمر أقدم فقد ظهر في الاوليغوسين. وهناك اختلاف آخر هو أن التباعد لا يصيب الصفيحة الأوروبية فقط، فهو في الجنوب يعقب تشكل جبال البيرينة في الثلاثي الأسفل Cenozoique inférieur. ويجب الإشارة إلى أنه ضمن هذه الصفيحة الاورو ـ آسيوية يوجد انهدام بايكال Baikal.



شكل 8.3

الإطار الجيوتكتوني لسورية موضحاً نقطة التمفصل الثلاثية بين الصفيحة العربية وأفريقيا والأناضول.

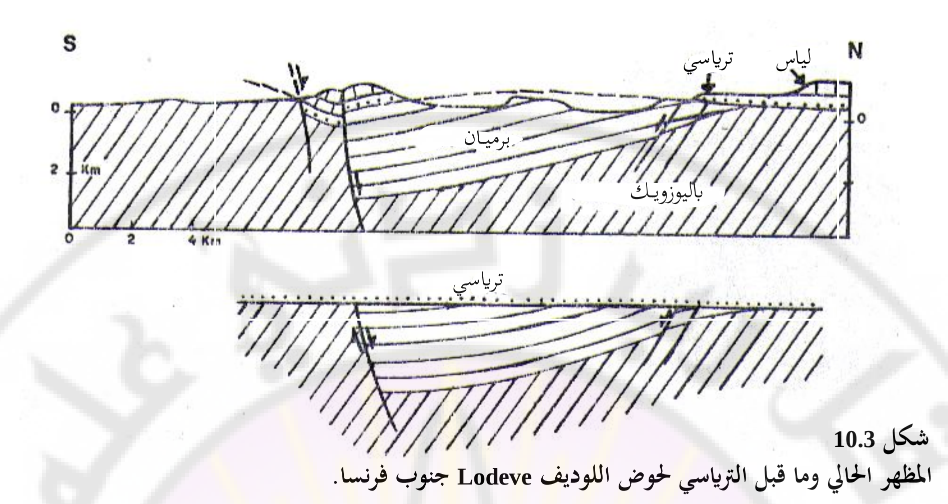


شكل 9.3

المظهر العام لحفر الانهيارية العائدة للاوليغوسين في أوروبا الغربية. المناطق المنقطة عبارة عن توضعات أوليغوسينية، المخططة أفقياً هي تضاريس مرتبطة بالانهدامات، الدوائر اندفاعات. الخطوط المنقطة هي الحد الجنوبي لطيات الايوسين C,B,A, مواضع مقاطع. هذا التباعد القاري قد يكون معاصراً لتشكل النطاقات المحيطية في المتوسط. أما البراكين فهي لاحقة للتباعد.

5-1-3- بعض الأمثلة القديمة عن التباعد القديم Quelques exemples de Distension Ancienne

إن التباعد الذي رأيناه في الصفائح القارية خلال الثلاثي Cénozoique يوجد بكل ميزاته في الأزمان الأكثر قدماً. ففي نهاية العصر الهرسيني (من 250-280 × 10^6 سنة) حصل تباعد في الكتلة الأوروبية في فرنسا، بحيث يبدو الفحمي الأعلى Carboniférе Superieur والبرميان permien بهيئة حفر انهيارية كما هو الحال في حوض اللوديف



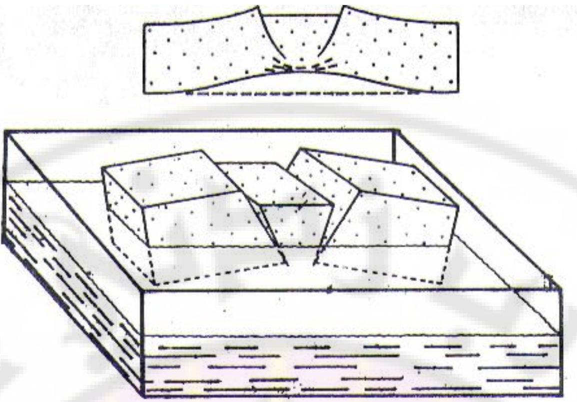
شكل 10.3
المظهر الحالي وما قبل الترياسي لحوض اللوديف Lodeve جنوب فرنسا.

(LoDeve) في البرميان (شكل 10.3). لاحقاً لذلك وخلال الترياسي Trias (180-225 × 10^6) حصل تباعد في الجزء الشرقي من الصفيحة الأمريكية الجنوبية، حيث تشكلت انهدامات مرافقة باندفاعات مهمة ومنها Sill de palisade. نصادف في المغرب العربي الذي كان يجب أن يكون في الترياسي قريباً من القارة الأمريكية، توضعاً مشابهاً مع اندفاعات بازلتية مهمة جداً. ومن الحفر المهمة أيضاً حفرة اوسلو Oslo، التي تشكلت في البرميان، وهناك الكثير من الحفر المتشكلة في البريكامبريان.

3-1-6- حول منشأ الانهدامات Sur la genèse des rifts

لوحظ منذ وقت طويل أن نطاق الانهدامات Zone des rifts يتوافق مع شواذ سالبة لجاذبية بوغير (Bouguer). وبما أن هذه الشواذ تصادف على عرض يزيد عن 1000 كم، وبشدة كبيرة، فلا يمكن أن تكون مولدة نتيجة حوادث تتم على مستوى القشرة والمعطف العلوي. ومن المقبول حالياً أن تولدها جاء نتيجة لترقق القشرة Amincissement de l'écorce (15 كم تقريباً) والليتوسفير، وهكذا نلاحظ أن حوادث التشقق السطحي للقشرة ليست إلا نتيجة لحوادث عميقة.

يمكن تفسير تشكل هذه التضاريس ببساطة بعمليات توازن سكوني Équilibre isostatique، فإذا أصابت القشرة على امتداد سماكتها فوالق مائلة failles inchlinées فإنه من السهل تخيل أن هبوط جزء يمكن أن يعدل بعمليات صعود لجوانبه، ويمكن تمثيل ذلك عملياً بواسطة بلوكات خشبية منشورة تعوم فوق الماء (شكل 11.3).



شكل 11.3

نموذج مصغر يمثل آلية ممكنة لتفسير صعود الانهدامات.

إن الميكانيكية السابقة لا تقدم تفسيراً للتغيرات التي تظهر في القشرة والمعطف تحت نطاق الانهدمات. فمن الممكن أن يكون نطاق الانهدامات عبارة عن منطقة تعرضت لحركات عمودية للقشرة نتيجة لحركات المعطف، ولعمليات سحب في الوقت نفسه. ويمكن تلخيص ذلك بعمليات تقبب Bombement للقشرة التي تجزأ القسم العلوي منها.

3-2 التباعد في الصفائح المحيطية La distension dans les plaques océaniques

إن بنيات التباعد المحيطي هي أكثر أهمية وأكثر وضوحاً من بنيات التباعد القاري، ولا سيما في النطاقات المحيطية الحديثة المتشكلة منذ أقل من 200 مليون سنة. هذا التباعد يعدُّ المسبب للأعراف المحيطية Rides-Médio-Océaniques أو للنهوضات الجبلية السريعة التي تتشكل بين التروس Dorsales.

هذه وتلك هي تشكل تضاريس كبيرة سواء أكانت بعرضها (أكثر من 1000كم)، أم بفروق ارتفاعاتها (حوالي 4000 كم)، وخاصة بأطوالها (حوالي 000 40 كم).

ومن المهم إذن دراسة هذه التضاريس ومناقشة الأسباب المولدة لها، ولاشك بأن ذلك يشكل صلب دراسة نظرية تكتونيك الصفائح.

3-2-1- الخصائص العامة للأعراف: طبيعتها، بنيتها، مورفولوجيتها Caracteres généraux des rides médio-océaniques: Nature,structure et morphologie

تبدي الأعراف المحيطية المختلفة المقطع الطبوغرافي نفسه المميز بانخفاض ضيق مركزي محاط بتضاريس تقل كلما ابتعدنا عنه، وهذا يشبه إلى حد ما مقطع الأدوية

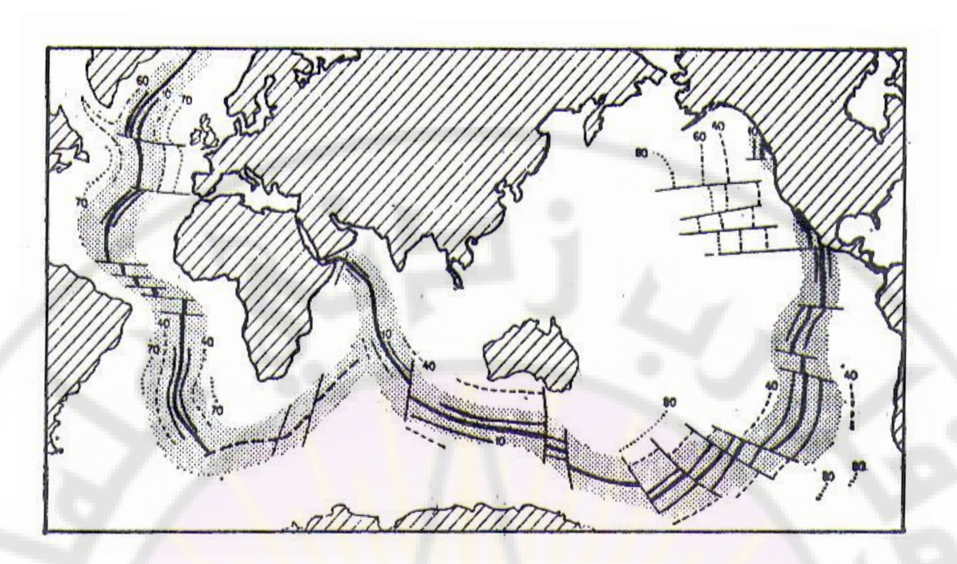
الانهدامية الإفريقية. وفي بعض الأحيان أمكن التأكد من أن هذا الانخفاض المركزي ما هو إلا نطاق انهياري محاط بفوالق عمودية.

كذلك فإن طبيعة هذه الأعراف هي واحدة فهي مكونة من صخور اندفاعية أمكن دراستها بواسطة عمليات الجرف المحيطي. لا تغطى هذه الصخور بالتوضعات الرسوبية التي لا تظهر إلا على مسافة معينة من هذا المركز، وتصبح سميكة باتجاه الأطراف.

إن عمر الصخور البركانية البازلتية الذي تم تحديده بواسطة العمر المطلق يزداد، كلما ابتعدنا عن محور العرف، وغالباً ما تكون صخور المركز حالية أو حديثة من عمر مليون سنة، وكلما ابتعدنا نصادف صخوراً من عمر 5-10 ملايين سنة، وفي الأطراف يصل هذا العمر إلى أكثر من 20 مليون سنة. في هذه الأطراف تسهل عملية تحديد عمر الصخور البازلتية والبركانية بواسطة الصخور الرسوبية التي تغطيها، وذلك لاحتوائها على مستحاثات دقيقة . Microfaunes. إن هذا التدرج في عمر الأطراف المحيطية منذ المركز وحتى الأطراف يسمح بتتبع النشاط البركاني حتى الحقب الثلاثي، وهو يبين أن هذا النشاط كان مستمراً خلال هذه الحقبة كلها.

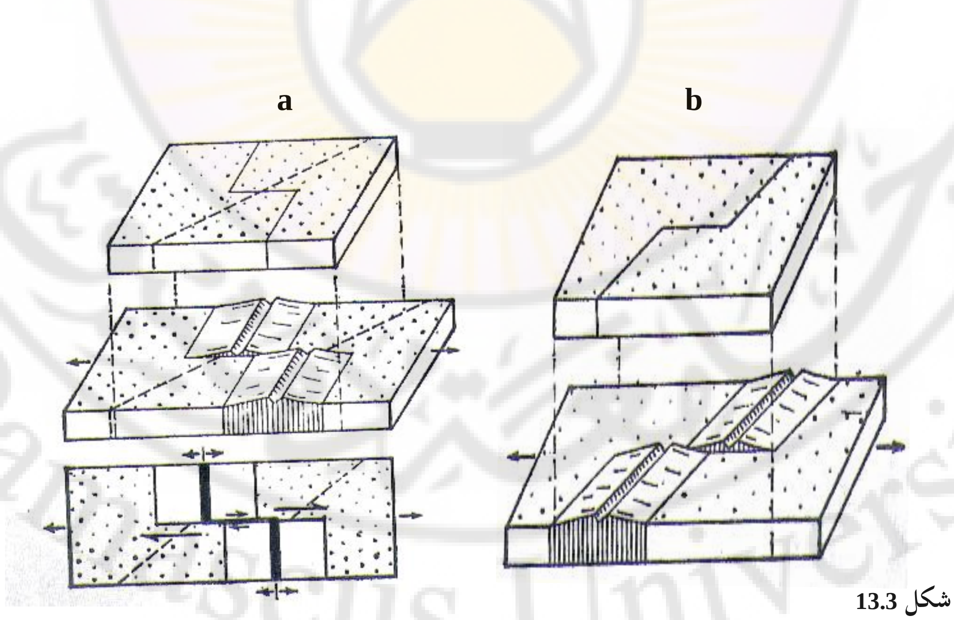
3-2-2- تفسير المظهر العام للأعراف وعلاقتها بالانزلاقات Explication de l'Allure générale des Rides et ses relations avec les décrochements

عند التمعن بخارطة عامة للأعراف يمكن التأكد حالاً أنها تغير باستمرار جهتها، وتبدي مظهراً عاماً منحنياً (شكل 12.3). يمكن أن يفسر ذلك بسهولة إذا قبلنا أن مظهر الأعراف يتوقف مباشرة على مظهر أطراف الصفائح التي ولدت هذه الأعراف بتباعدها عن بعضها (شكل 13.3). فاتجاه انزياح الصفائح هو مائل على العرف، كما أن الانزلاقات التي تتشكل تكون مائلة على العرف أيضاً. ويلاحظ أيضاً أن اتساع العرف متغير جداً، وهكذا فالعرف الأطلنطي ضيق بمحاذاة سبيتزبرغ Spitzberg، ويتسع باتجاه الجنوب بشكل مشابه للبحر الأحمر وبحر عدن. قد يلتقي عرفان مع بعضهما، وهذا يمكن تفسيره بسهولة نتيجة لانضمام ثلاث صفائح معاً. من الملاحظ ترافق الأعراف دوماً مع انزلاقات ما هي إلا كسورٌ كبيرة. وهذه الانزلاقات ما هي إلا فوالق محولة قادرة على تحويل نتوء إلى نتوء آخر، لذلك أطلق عليها عبارة فوالق محولة «Transform faults».



شكل 12.3

المظهر العام للأعراف المحيطية وخطوط المغناطيسية لها. الأرقام تشير إلى العمر المحتمل بملايين السنين. المناطق المنقطة تشير إلى تضاريس الأعراف. عن هيرتزلر (Heirtzler 1968).



شكل 13.3

مثال لفالق محول عمودي على العرف (a) ومائل عليه (b) وآلية عمل هذا الفالق المحصورة بين المحدبين، والفالق المحول العمودي هنا هو انزلاق يميني.

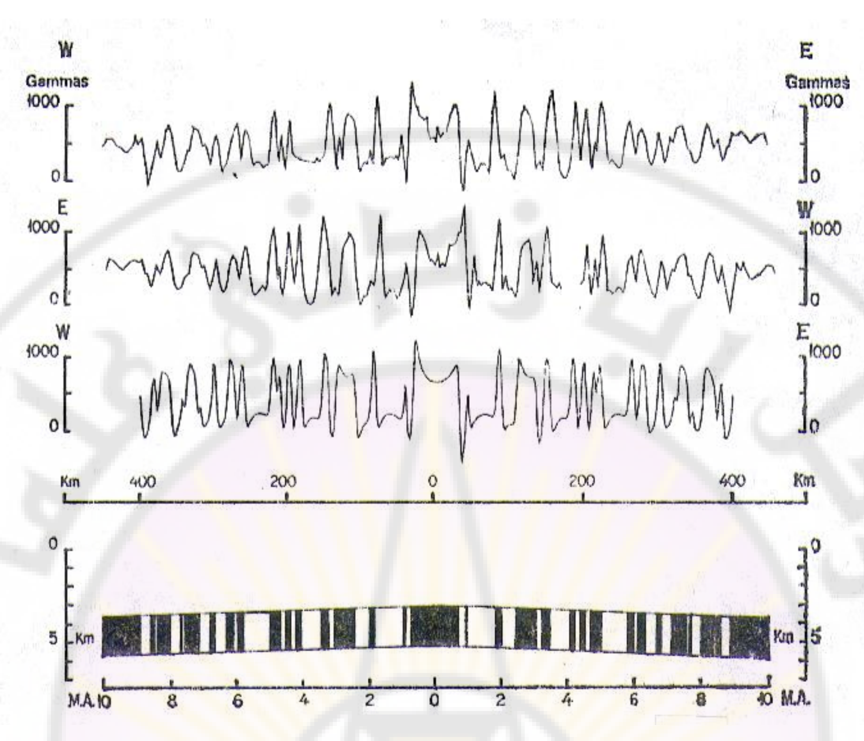
3-2-3- آلية تشكل الأعراف Le mécanism de formation des rides

تمكن الجيوفيزيائيون حديثاً من وضع فرضية تفسر تشكل الأعراف، وهي مبنية على دراسة الشواذ المغناطيسية التي تصادف في الأعراف المحيطية. فقد تبين أن هذه الشواذ موجبة وسالبة بشكل متعاقب أو دوري. وهي توجد على امتداد كل الأعراف، وتتوازى مع محورها بحيث أنها متناظرة بالنسبة لهذا المحور (شكل 14.3).

هذا التوازي وهذا التناظر يشيران إلى أن منشأ الأعراف مرتبط بمنشأ الشواذ المغناطيسية، وأن الميكانيكية المولدة هي ميكانيكية متناظرة. غير أنه لم يتمكن من تفسير سبب التعاقب بين الإيجابية والسلبية لهذه الشواذ، والتشابه بينها في كل الأعراف المحيطية. وقد حاول فين وماتيوز Vine et matthews تفسير ذلك، فتبين لهما أن الشواذ السالبة تتوافق مع الحقب الزمنية المختلفة التي لها حقل مغناطيسي عكسي، وأن هذه الشواذ تكون أكثر حداثة كلما اقتربنا من محور العرف. وضمن هذه الشروط فإن لكل حقبة زمنية شواذ معينة، وقد تبين أن هذه الشواذ تظهر على امتداد حقبة من الزمن، تزيد على عدة عشرات الملايين من السنين والشكل (15.3) يوضح مراحل تشكل الأعراف. وهي تفترض أن فعالية تشكل الأعراف تكون أعظمية في المركز حيث تصعد ماغما عميقة تملأ الكسور والشقوق المتشكلة نتيجة عمليات التباعد عن انزياح صفيحتين. وهكذا تتشكل قشرة جديدة تملأ الفراغ الناتج عن انزياح الصفيحتين. ولهذا فإن الأعمار تتباين من المركز نحو الأطراف مما يسمح بتتبع هذه المراحل كافة.

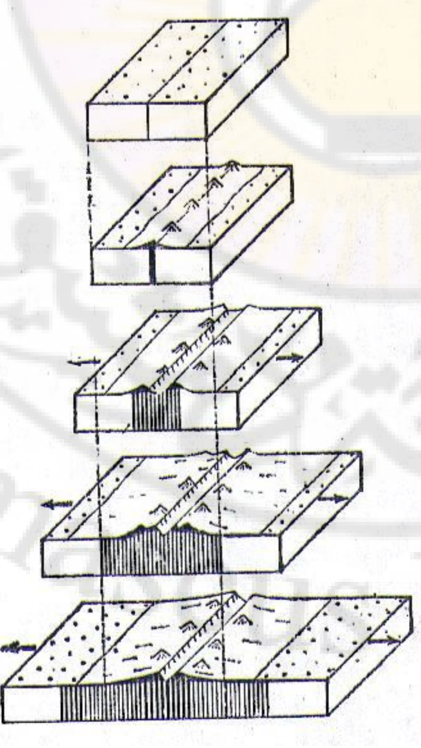
3-3- نطاقات الغوص Zones de subduction

يسمون صفيحة محيطية كل صفيحة يُكَوَّن قسمها العلوي من قشرة محيطية، في حين يكون القسم العلوي للصفيحة القارية مكوناً من قشرة قارية حتى ولو كان مغموراً تحت البحر. ويميزون بين غوص صفيحة محيطية Plaque océanique تحت أخرى محيطية، أو غوص صفيحة محيطية تحت أخرى قارية، وكذلك غوص داخل القارات Subduction intra-continentales أو الغوص القاري. وسوف ندرس هذه الأنواع بعد مقدمة نعرف فيها بسطح (وداتي بنيوف) مدلوله، وموقعه.



شكل 14.3

شكل يبين التناظر في الشواذ المغناطيسية للأعراف بالنسبة للمحور.



شكل 15.3

ميكانيكية تشكل الأعراف المحيطية بعمليات تباعد نتيجة لانزياح الصفيحتين وصعود ماغما، ثم تتشكل قشرة جديدة.

3-3-1- سطح وداتي بنيوف، موقعه ومدلوله: La notion de surface wadati-Binioff

قد تغوص صفيحة ما في المعطف ضمن نطاق غوص فيسمونها صفيحة غائصة Plaque subdite، كانت قبل غوصها عرضة لهزات سطحية، بفعل عمليات شد عمودية على الصدع (أو الحفرة) المتشكلة. ويفسرون ذلك كنتيجة لانحناء الصفيحة المرن، في حين أن الجزء السفلي يكون خاضعاً لانضغاط ذي سلوكية أقل تكسرية.

بالنسبة للحفرة المتشكلة Fosse وما يجاورها من القارة حيث تنتشر الجذر المجاورة، فإن مركز الهزات يكون أيضاً قريباً من السطح، وفي بعض الحالات (كما في جزر الاليوتيان)، فإنها تشير إلى عملية احتكاك (فرك) بين صفيحة متراكبة وصفيحة غائصة. إلا أنها غالباً ما تشير إلى انضغاط أو شد شبه أفقي على الحفرة، وتكون الفوالق الفعالة المرئية على السطح شبه عمودية Subverticales، مع انزلاق موازٍ للاتجاهات التكتونية (مما يشير إلى ارتباطها بالتاريخ الجيولوجي السابق). وهذا الانزلاق أكبر من الرمية العمودية، مما يعني أن الانزلاق يتطلب طاقة أقل (weber 1963).

بعيداً عن الحفرة تتوضع مراكز لهزات في صفيحة مائلة لا تزيد سماكتها عن 20كم، ويمكنها أن تغوص حتى أعماق 700 كم تدعى سطح بنيوف Surface wadati Binioff شكل (3-16). تشير منحنيات الايزوهيبس لسطح بنيوف وجود اتجاه رئيسي للجهود التكتونية يساير خط ميله الأعظمي، وهذا يتوافق غالباً مع شد بالنسبة للهزات المتوسطة (أعماقها محصورة بين 60-300 كم)، وانضغاط حتماً بالنسبة للهزات العميقة (300-700 كم)، مما يشير إلى أن الصفيحة تغوص بالثقالة، وأنه على عمق 700 كم يصادف وسط أكثر صلادة وكثافة تستند عليه.

3-3-2- البنيات الرئيسية المميزة لعمليات الغوص:

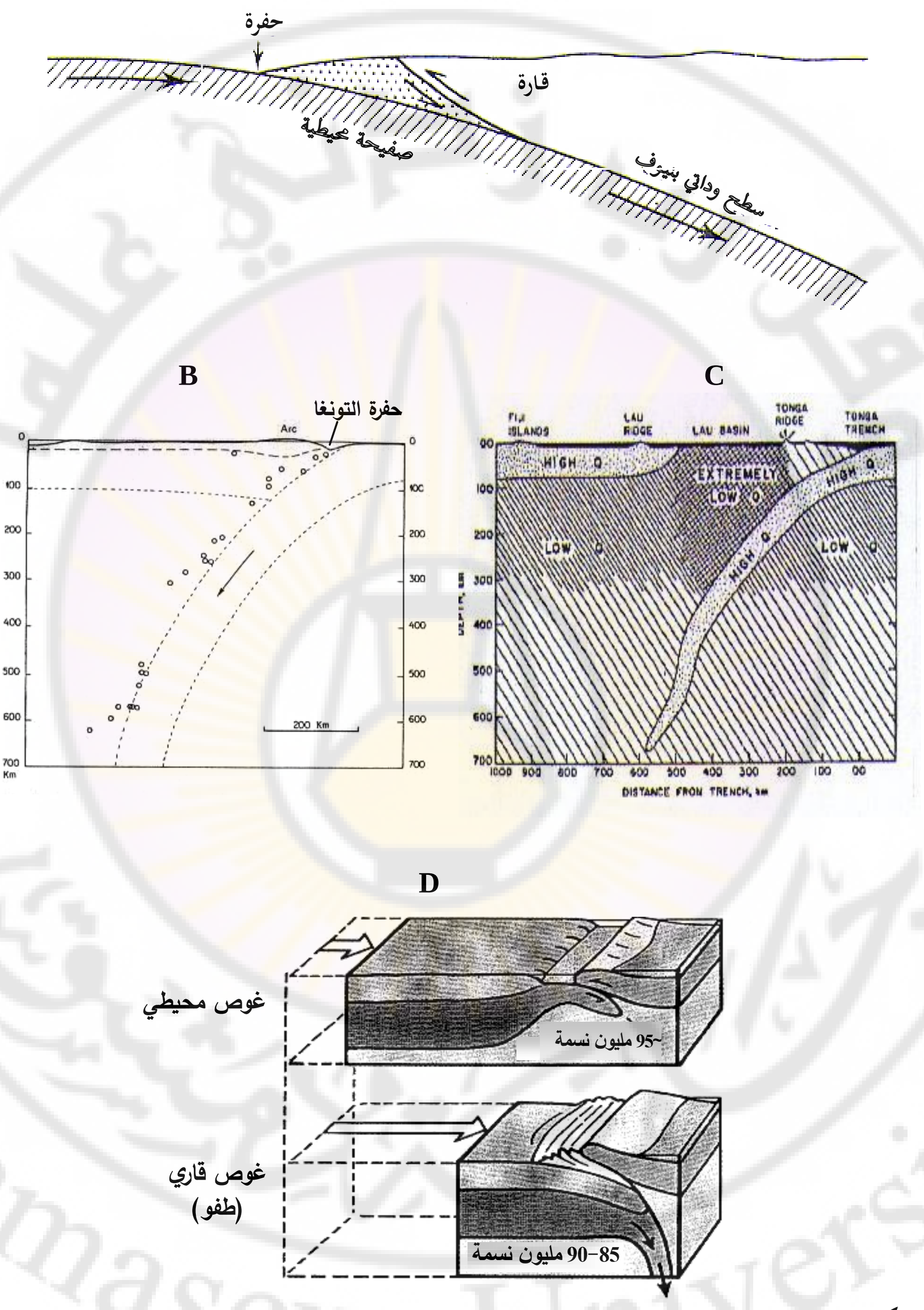
كما أشرنا أعلاه يميزون بين الغوص المحيطي والغوص المحيطي القاري والغوص القاري (شكل 16.3).

- **الغوص المحيطي المحيطي:**

يتميز الغوص المحيطي المحيطي بالبنيات الرئيسية الآتية:

1- انتفاخ خارجي Bomboment externe تحت بحري غير منتظم متباين الارتفاع (2000-500 م).

A



شكل 16.3

شكل تخطيطي لغوص محيطي قاري، وسطح وداتي بنيوف والحفرة (A) وسطح وداتي بنيوف لحفرة التونغا في الباسفيك الجنوبي (B) ومظهر الغوص فيها(C). ومنحني تخطيطي لعمليات الغوص المحيطي والطفو (D).

2- الحفرة (الصدع أو الخندق Tranche) التي تكون عميقة جداً 6000م وأحياناً أكثر من 10 000م. فمثلاً حفرة الكارولين 11022م، حفرة التونغا 10882م، حفرة الكوريل 10542م وحفرة الفيلليبين 10497م.

3- سبحة الجزر البركانية Chapelet d'iles volcaniques حيث توجد صبات انديزيتية (وهذا غير موجود في وسط المحيطات).

4- انخفاض متطاول يعرف بالمعلف Auge، ويتميز بتدفق حراري عالٍ. وهذا الجزء غير موجود في قوس الاليوتيان.

5- حوض داخلي Bassin interne حيث يكون التدفق الحراري أعلى من العادي إذ يتجاوز H . F .U مقدار 2,5، في حين أن التدفق الحراري الأرضي العادي في منخفض محيطي هو بحدود 0.9-1.7 H . F . U (H . F .U؛ أي وحدة التدفق الحراري = 10^{-6} حريرة /ثانية /سم^2 = 41,8 ميلي واط /م^2).

■ **الغوص المحيطي القاري:**

في هذا النوع من الغوص تبدو البنيات الآتية:

1- حفرة مع مجموعة جبلية شديدة أو قليلة التعقيد تعرف بالسلسلة الصفيحية Chaines liminaires كحفرة التشيلي والبيرو.

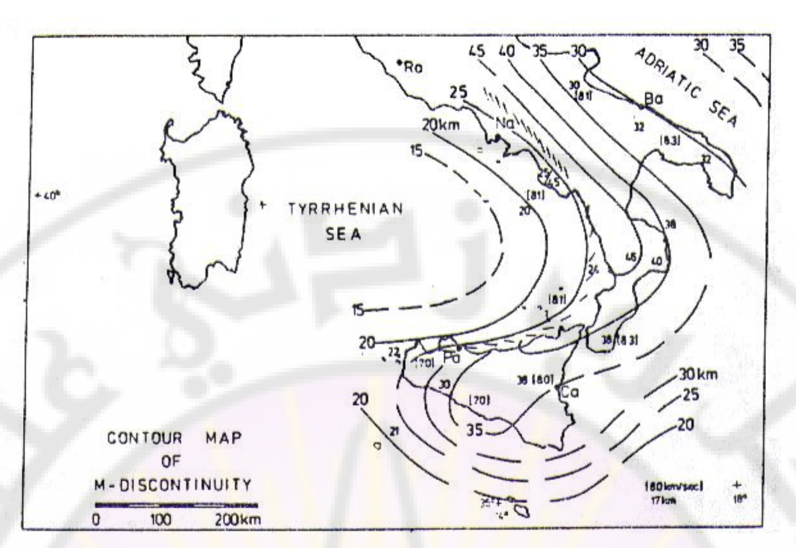
2- جزر بركانية على أطراف بحر شبه قاري.

3- أقواس جزر تضم أراضٍ قديمة، هي أجزاء منفصلة من القارة.

■ **الغوص القاري:**

ويعرف بالطفو أو الاعتلاء أيضاً Obduclion، بالمقابل مع الغوص Subduction. توجد نطاقات غوص حالية في المتوسط وفي داخل القارات ولكنها موضعية، ولا تشكل حزاماً مستمراً كما هو الحال حول الباسفيك نذكر منها:

. قوس كلابر Arc de calabre حيث يغوص سطح بنيوف كلسان ضيق نحو الشمال الغربي تحت بحر تيرينيان Mer de tyrrhéniennes بميل عمودي في البداية، يخف ليصبح بحدود 50° بين 230-340 كم في العمق، حيث تبدو أكبر طاقة اهتزازية، ويتابع بميل أخف حتى عمق 480 كم. تكون آلية الاهتزاز في القسم المركزي انضغاطية حسب اتجاه الغوص، بينما في بحر تيرينيان يوجد اندفاعات بركانية يمكن كشفها بالشواذ المغناطيسية، وتدفق حراري عالٍ أحياناً يزيد عن 2,6. وتصل سماكة القشرة في كلابر وتحت شمال



شكل 17.3

عمق الموهو تحت قوس كلابر (حسب ماتاور Mattawer 1973).

سيسيل Sicile 40-45 كم، وتصبح فجأة 25 كم على امتداد الشاطئ، وتتناقص بشكل متزايد نحو بحر تيرينيان (شكل 17.3)، ومع ذلك تبقى القشرة قارية تضم طبقة غرانيتية متقطعة باندفاعات بركانية، وهذا ما يعرف بالقشرة المتوسطة Croute intermédiaire. يُعتقد أن قوس كلابر تشكل في الميوسين بين 7-20 مليون سنة، وأنه بخلاف الأقواس الباسفيكية قد حصل فيه غوص بفعل تمدد الحوض الهامشي Bassin marginal وليس سبباً له.

- قوس قاري قديم هو قوس ردوس ـ دوديكانس ـ كريت ـ سيتر Rhodés-Dodécanes-Créte-Cythere في المتوسط الشرقي، ويسايره على بعد 120 كم نحو الشمال تجمع من الجزر البركانية، حيث يغوص سطح بنيوف تحت بحر إيجة Mer egée مشكلاً ما يسمى القوس الهيلليني Arc héllénique. يتميز بحر إيجة بقشرة سماكتها 30 كم مع وجود اوفيوليت وخليط في الطرف الخارجي من القوس غير البركاني، يعود لنفس عمر التشكيلات الهللينية وأقدم من الغوص.

- في منطقة فارنسيا Varencea يغوص سطح بنيوف بشكل عمودي تقريباً بعرض 200 كم حتى عمق 160 كم مشكلاً ربما، الشاهد الأخير للغوص الذي حصل في النيوجين قبل 26 مليون سنة، مؤدياً إلى اختفاء القاعدة الغرانيتية الغنيسنية في النطاق الخارجي. ويعرف هذا الغوص بالنسبة للجيولوجيين الرومان والتشيك بغوص الصخور البركانية حيث سماكة القشرة لا تزيد عن 26 كم.

الفصل الرابع

الحركات الشاقولية
أو التكتونيك ذو المركبة الشاقولية

Les Mouvements Verticaux
Ou La Tectomique à composante Verticale

تكتمل دراسة الجيوتكتونيك بدراسة الحركات الشاقولية التي ينجم عنها بنيات هابطة أو صاعدة أو الاثنين معاً حسب اتجاه الحركة. وسنرى أن دراستها ترتبط بدراسة ما هو حديث من الجيولوجيا، التكتونيك الحديث والرباعي الحديث.

4-1- مقدمة:

تعرف الحركات الشاقولية* بأنها تشوهات ضعيفة لا تؤدي إلى تغير في بنية الصخر، كما لا تحدث أي تطاول أو تقصير فيه، وإنما هي تحركات عمودية تحدث في المعطف العلوي، وبشكل عام فإنه من الصعب كشفها بالملاحظة المباشرة للصخور، ولذا فغالباً ما تهمل هذه الحركات العمودية في الدراسات البنيوية. ولكن هذا الإهمال لا يمكن تبريره خاصة وأنها تؤدي دوراً أساسياً في تشكيل التضاريس Formation des reliefs، ومن غير الممكن دراسة منشأ الأشكال Morphogenése وتغيراتها Glyptogenése، دون أخذها بالحسبان والتعرض لها. ولهذا فإن الحركات الشاقولية تطرح نفسها كنوع خاص من التكتونيك يعتمد في طرقه على التحليل الجيومورفولوجي Analyse géomorphologique الأمر الذي يتطلب نوعاً من التعاون بين الجيومورفولوجيين Géomorphologiques والجيولوجيين Géologues. من جهة

* بما أن هذه الحركات عمودية على سطح الأرض الأفقي، وهي في نفس الوقت شاقولية فلا فرق في تسميتها عمودية أو شاقولية لأن السطح المتلقي هو سطح الأرض الأفقي.

ثانية بما أنه تسهل دراسة الحركات العمودية كلما كانت أكثر حداثة، فإنه يمكن دراستها بالطرق الخاصة بدراسة الرباعي Quaternaire. وباختصار فإن معرفة الحركات العمودية ودراستها وتقدير شدتها تتم بشكل غير مباشر عن طريق معرفة نتائجها وتأثيراتها على الأشكال والرسوبات. وهكذا فإن التكتونيكي يجب أن يتعاون مع الجيومورفولوجي والعكس هو الصحيح.

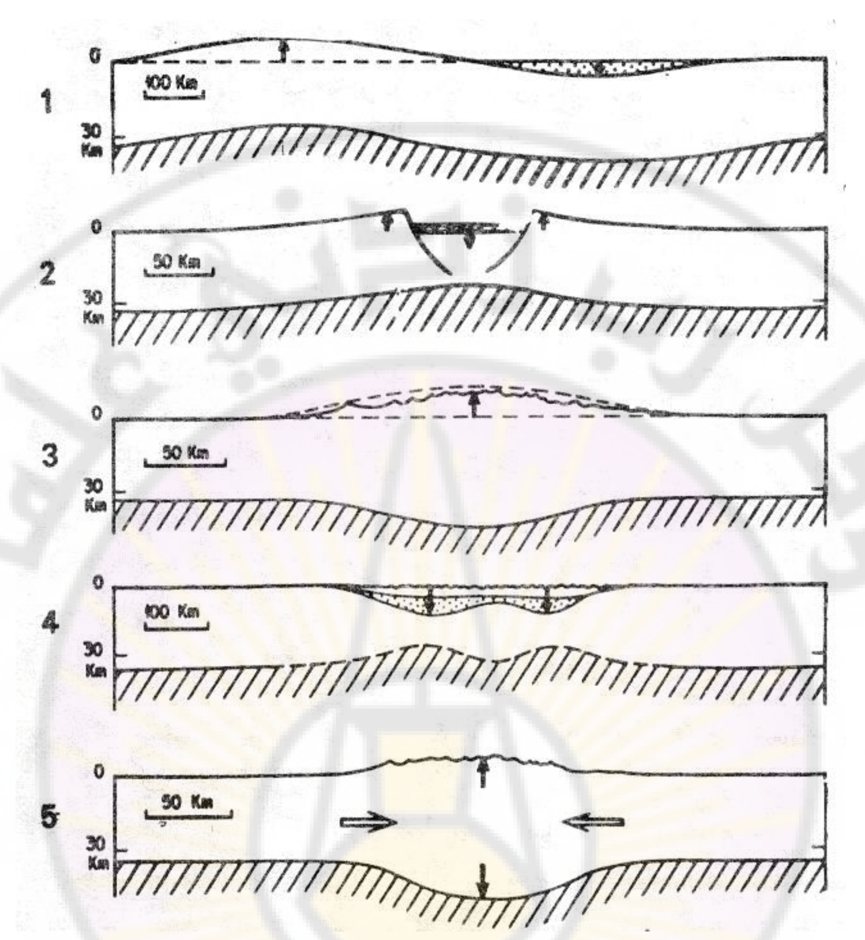
إن دراسة الحركات الشاقولية تدخل ضمن نطاق فرع جديد يهتم بدراسة التكتونيك الحديث أو الحالي هو النيوتكتونيك Nétectonique الذي يكاد يقتصر حالياً على دراسة الحركات العمودية محاولاً أكثر فأكثر إعطاء هذه الدراسات صفة كمية، وذلك بتحديد مقدار الصعود أو الهبوط بالميلليمتر سنوياً. وأرقام كهذه يمكن الحصول عليها بقياس الارتفاع الطبوغرافي بدقة، بشكل متتال ومتباعد، مما يعطينا ـ أحياناً ـ فروقاً في الارتفاع للنقطة نفسها من 1مم ـ 1سم/سنة، أو باستعمال جهاز قياس الارتفاع Maréographe الذي إذا ما وزع على نقاط متعددة من الأرض يسمح لنا بتحديد الأماكن التي ارتفعت وتلك التي انخفضت. إن أهمية هذه الدراسات التكتونية الحديثة والقياسات التي ترافقها كبيرة جداً، لأنها تسمح وحدها بتحديد التشوهات كمياً وتطورها مع الزمن.

2-4- الأنواع المختلفة للحركات الشاقولية Les différents types des mouvements vérticaux:

يصعب غالباً في حالة الحركات العمودية تحديد ما إذا كانت هذه الحركات هي وليدة تضييق أم تطاول Raccourcissement ou allongement، أو ما إذا كانت نتيجة لعمليات انضغاط أم تباعد Compression ou distension لهذه القشرة. ولكن لوحظ أن تشكل الانهدامات Rifts وسلاسل الجبال تكون مترافقة بحركات عمودية مهمة، ويمكن تمييز عدة أنواع من الحركات الشاقولية التي يبين الشكل (1.4) الأشكال الرئيسية لها.

1-2-4- الحركات الشاقولية الحقيقية في الصفائح القارية Les mouvements verticanx vrais dans les plaques continentales

تبدي جميع الصفائح القارية الثابتة، التي تتميز بشكل عام بتوضعات رسوبية شبه أفقية ومسطحات واسعة الامتداد، وارتفاعاتها قليلة، نطاقات تتواجد فيها تضاريس



شكل 1.4

الأنواع الرئيسية للحركات العمودية

1- تقبب المعطف، 2- تباعد، 3- إعادة الضبط التوازي لسلسلة جبلية، 4- حوض جوسينكلنيال، 5- تشكل تضاريس وجزر أثر انضغاط القشرة.

غير بركانية الأبعاد، متباينة الارتفاع بشكل كبير جداً أحياناً، وعلى سبيل المثال يمكن أن نذكر التضاريس الآتية:

- في الركيزة الكندية: اللابرادور Labrador بارتفاع 1100م.
- في الركيزة الأمريكية الجنوبية: كتلة الغويان Guyanes (2800م) الواقعة شمال الأمازون، وكذلك المسطح البرازيلي Plateau du Brésil (2800م).
- في الركيزة الإفريقية: كتلة الهوغار Hoggar (3000م)، وغينيا العليا (1900م)، والكاميرون (2000م)، وبخاصة تضاريس إفريقيا الجنوبية التي تصل حتى (3600م) في سلسلة دراكنسبرغ Drakensberg.

. في الركيزة الأوروبية: الكتلة السكندينافية (2400م)، الهيغلاند Higlands (1300م) في اسكوتلندا Scotland.

. في الركيزة السيبيرية: التضاريس السيبيرية المركزية (1700م)، والمسطحات الضخمة الممتدة من منغوليا Mongolie حتى تكلا ماكان Takla Makan (من 1000م . 3000م).

. في الركيزة الأوسترالية: التضاريس الغربية (1200م)، المركزية (1500م) والجانب الشرقي (2300م).

عندما تحفظ الرسوبات الحديثة فإنها تأخذ أشكالاً قببية ذات أبعاد كبيرة (غالباً أكثر من 1000كم)، ولكنها قليلة الانحناء. إن هذه التقببات وخلال تعرضها لعمليات التعرية تعطي تضاريس لا يمكن القول عنها إنها سلاسل جبلية، وإنما تجدد لسلاسل قديمة مما يسمح بدراستها ضمن شروط جيدة نظراً لتكشفها. وهكذا فبفضل تضاريس كهذه يمكن بسهولة دراسة السلسلة الكاليدونية، Chaine Calédonienne في اسكوتلندا، وكذلك السلاسل البريكامبرية في إفريقيا أو البرازيل والتي هي معروفة بشكل جيد الآن.

يميز بين حركات ناهضة أو موجبة، تشكل التضاريس، وحركات هابطة أو سالبة، تشكل المنخفضات الرسوبية التي تملأ برسوبات تكون أكثر سماكة كلما كانت الحركات السالبة هذه أكثر شدة، ولكنها لا تتجاوز غالباً 5 كم. ويمكن على سبيل المثال أن نذكر حوض الأمازون Bassain d'Amazon الذي هو عبارة عن منخفض ضخم، الحوض الارتيزي Artésien الكبير في أوستراليا، حوض الأوب في سيبيريا حيث سماكة الرسوبيات تصل 3500م، حوض تشاد في إفريقيا، ويمكن أيضاً عَدُّ الحوض الباريسي أحدها ولكن على مقياس أقل أهمية.

إذن فالصفائح تتعرض، وعلى امتدادات كبيرة لتقببات انتكلينية وانخفاضات سينكلينية قليلة الانحناء سميت من قبل المؤلفين السوفييت انتكليز Antéclises وسينكليز Synclises.

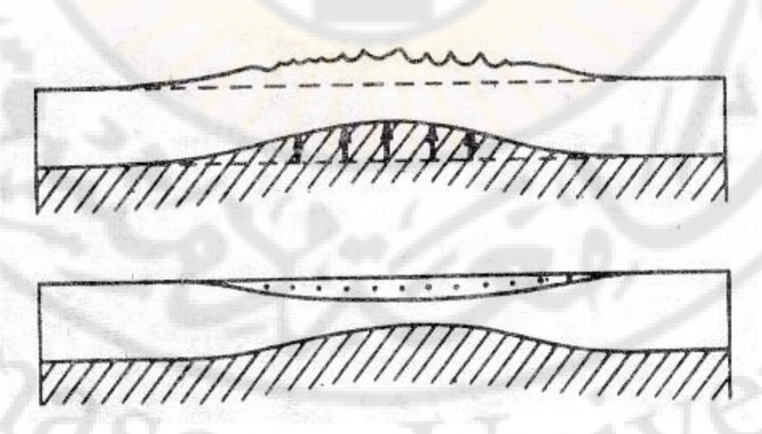
إن التضاريس السالفة الذكر ذات أعمار حديثة بشكل عام من عمر السنيوزويك Cénozoique، إلا أن تحديد عمرها يصعب في غياب توضعات حديثة محفوظة. ويعدُّ نهوضها ضعيفاً ويقدر بـ 1 كم/ 10 مليون سنة أي بمعدل 0,1 مم/ سنة. ومن المعتقد أن هذا النهوض يتم على دفعات وبشكل متقطع بحيث لا يكون للسرعة الوسطى أي معنى.

كل هذه التضاريس مغلفة بسطح بسيط مميز بسطح تعرية مغطى أو غير مغطى بالتوضعات.

هذه الحركات ليست حديثة فحسب، وإنما عرف منها حركات قد حدثت في الأزمان القديمة حتى البريكامبري. فعلى سبيل المثال نجد في الصحارى Sahara انتكليزات وسينكليزات من عمر الباليوزيك Paléozoique، وكذلك انتكليز الأغلاب Eglab البريكامبري وسينكليز تاودوني Taoudeni البريكامبرياني أيضاً.

ومن المحتمل أن تكون هذه الحركات قد حدثت على امتداد الأحقاب الجيولوجية وأثرت على عمليات الترسيب القاري أو البحري، عندما كان يغمرها المد Transgression، وهذا التأثير يكمن في تغيرات السحنة والسماكات، وربما أيضاً في تغير الخصائص الرسوبية للمجموعات الترسيبية للبلاتفورمات التي ترتبط مع الحركات المرافقة لعمليات الترسيب.

وأخيراً يمكن الافتراض أنه نتيجة لعمليات التقبب والتعرية، يمكن أن يحدث ترقق للقشرة، فعندما تتوقف الحركات العمودية فإن المنطقة المحدبة التي أصابتها التعرية يمكن لها أن تغوص بعمليات توازن ايزوستاتيكي، وأن يجتاحها البحر؛ وهكذا يمكن تفسير تشكل القشرة المترققة في بعض الأحواض (شكل 2.4).



شكل 2.4

شكل يوضح كيف أن تقبباً شديداً للمعطف، متبوعاً بعمليات تعرية يمكن نظرياً أن يسبب ترققاً للقشرة وبالتالي يكون حوضاً.

إن منشأ هذه الحركات العمودية غير معروف حتى الآن، ولكن نظراً لحجمها وسلوكيتها ضمن الكتل القارية فإنه من الواضح أنها مرتبطة بحوادث مصدرها المعطف العلوي، ونظراً لقلة المعلومات الجيوفيزيائية الدقيقة للمناطق المتأثرة بالحركات العمودية، فإنه لا يمكن تفسير آلية هذه الحركات وميكانيكيتها.

إلى هذا النوع من الحركات العمودية تنتمي الحركات الناتجة عن تشكل الجليديات وذوبانها. فعند تشكل الجليديات وتراكمها بسماكات كبيرة كما في القطبين، فإنه تحدث حركات سلبية من جراء ثقل هذه الجليديات، وإذا ما حصل تسخين فإن الجليد يذوب وتعود الأرض إلى توازنها فتحدث حركات موجبة. وهذا ما حدث لاسكندينافيا التي غمرت كلياً بالجليديات خلال الحقبة الجليدية الأخيرة فغاصت، ثم عندما ذابت هذه الجليديات منذ نحو 10 000 سنة نهضت ولا تزال في حالة نهوض حتى الآن. كانت سرعة النهوض في البداية كبيرة من رتبة 5 سم /سنة، وتدريجياً أخذت تتراجع وهي حالياً لا تزيد على 1سم /سنة كحد أقصى. كما أمكن بالاعتماد على ثقل التحميل ومدته قياس لزوجة القشرة التي وجدت مساوية 10^{22} بواز (10^{22} Poises)، مما يشير إلى أن التضاريس الحالية الملاحظة في اسكنديناقيا لم تكن وليدة هذا النهوض إلا جزئياً، وأن المسبب الحقيقي لها هو الحركات العمودية من النوع السابق.

وما تجدر الإشارة إليه أن مثل هذه الحركات يمكن أن تحدث في ظروف أخرى كما في حالة البراكين التي تجمع مجلوبات بازلتية كبيرة الحجم على سطح يؤدي ثقلها إلى غوص القشرة، وهذا ما حدث في المحيط الباسيفيكي في جزر الهاواي Hawai أو من تراكم الرسوبات في السينكليزات بسماكات كبيرة.

4-2-2- الحركات الشاقولية المرتبطة بتشكل الانهدامات Les mouvements verticaux liés à la formation des rifts

يمكن النظر إلى الكثير من الانهدامات على أنها تقببات كبيرة. وهكذا فإن عمليات التباعد المولدة للانهدامات Riffs، تترافق بتشوهات تأخذ أشكال انتكليزات مشابهة لتلك التي تحدثنا عنها في الفقرة السابقة والمتشكلة بفعل الحركات العمودية. وقد يحدث أحياناً أن فعل الحركات العمودية يكون أكثر وضوحاً وشدة، بحيث يصعب تحديد أيهما السائد. وهذا ما يلاحظ في فرنسا حيث تشكلت تضاريس الكتلة المركزية Massif central بفعل تقبب كبير من نوع الانتكليز أصابته حفر انهدامية (كما في الليماج Limage وفوريز Forez) وفوالق جانبية (كفالق السيفين Cevennes). وفي هذه الشروط فإنه من الصعب القول أي من

هاتين العمليتين هو الأكثر أهمية. وبالفعل قد تمت مشاهدة تضاريس يمكن النظر إليها على أنها تشكلت بتأثير ميول الفوالق العمودية التي تصيب القشرة، ولكن في حالة الكتلة المركزية فإنه لا يمكن الاقتصار على مثل هذا الميكانيك وإنما يجب القبول بوجود تعاقب من حركات تقببية وحركات تباعد. وباختصار فإن العملية نفسها إذا تمت في المعطف، فإنها قد تولد تقببات وتكسرات، وهذا التفسير يمكن تطبيقه في حالة الأعراف المحيطية Rides medio - Océaiques ولكن مع تعقيدات ناجمة عن ثقل اللافا.

■ في الانهدامات القارية Rifts continentaux فإن فرق المستوى الإجمالي الموجب يصل في كثير من الأحيان 1-3كم، وبشكل استثنائي 5كم (كما في الريونزوري Ruwenzori) في الإنهدمات الإفريقية. أما فرق المستوى السالب فيكون غالباً أكبر ويصل أحياناً جداً إلى 3-5 كم. ومن الصعب تقدير مدى نهوض جوانب الغرابن Graben، وذلك لأن التعرية تهاجم التضاريس مع استمرار تشكلها، وعلى ذلك فإن فرق المستوى لا يمثل إلا جزءاً من الرمية العمودية التي لا يمكن تحديدها تماماً إلا إذا كنا نعرف المنطقة مسبقاً قبل التباعد، وكانت هناك طبقات مستوية Strates. وعندما لا تتوافر في المنطقة إلا التوضعات القديمة دون أي عدسات حديثة، فإن تقدير قيمة الحركة مستحيل. إن تقدير أهمية الحركات السالبة وقيمتها أكثر سهولة وذلك لأن المنخفض المتشكل يمتلئ بالرسوبات تدريجياً.

إن السرعة الوسطى لهذه الحركات العمودية يمكن غالباً معرفتها وذلك لأن مدة عملها معروفة عادةً. فمثلاً في حالة الحفر الانهدامية الفرنسية، التي استمرت في عملها خلال الاوليغوسين، أي بمدى 10 مليون سنة، فإن السرعة تقدر بـ 0,3 مم /سنة أما بالنسبة للانخفاسات فإنها تصل 0,5 مم /سنة. ولكن يجب لفت النظر إلى أن المقصود بهذه السرعة هي السرعة المتوسطة دون التأكيد على الاستمرارية في الحركة، وعلى العكس فقد تكون هذه الحركة قد تمت بشكل متقطع وبسرعات متباينة.

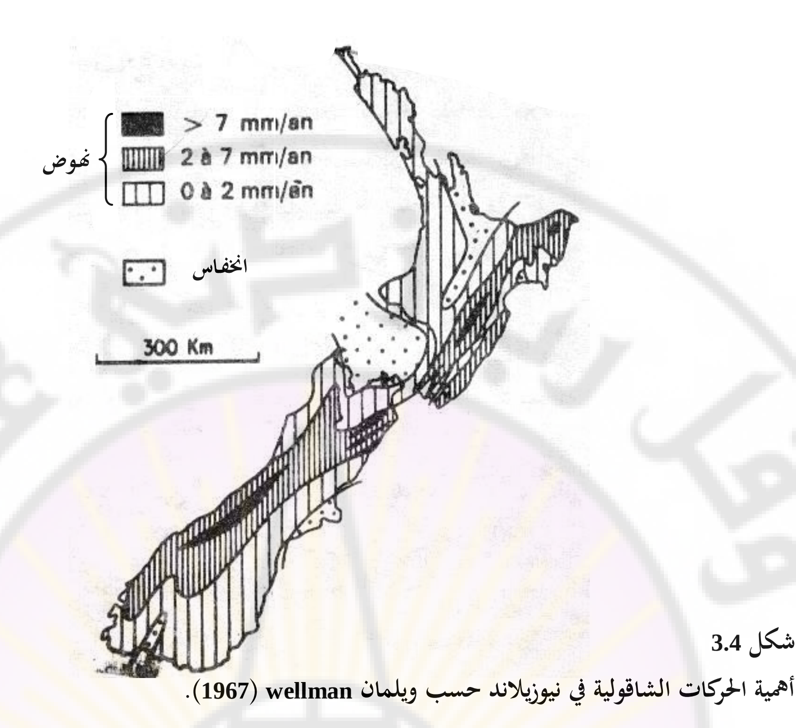
■ في الانهدامات المحيطية Rifts océaniques فإن التضاريس الموجبة تصل أحياناً كثيرة إلى 5 كم آخذة شكل انتكليزات، يلاحظ فيها انهدام في مركزها يصل حتى 1كم. ومن الصعب تقدير السرعة المتوسطة لهذه الحركة بسبب تداخلها مع الاندفاعات البركانية التي تولد بشكل مستمر تضاريس جديدة.

4-2-3- الحركات الشاقولية الناجمة عن إعادة التوازن الايزوستاتيكي لسلاسل الجبال Les mouvements verticaux dus au réajustément isostatique des chaines de montagne

عرفنا السلاسل الجبلية من قبل بأنها جزء من القشرة مقصرة، تتميز بوجود جزر ينجم عنه نهوض ايزوستاتيكي يعطي تضاريس، لا يتوقف تشكلها إلا عند حصول التوازن، ولكن التعرية تقود إلى مرحلة من التسوية والهدوء Penéplaine. إن قيمة هذه الحركات العمودية كبيرة جداً، حيث تصل 20-30 كم في السلاسل ذات التضيييق الكبير. إن مدّة إعادة التوازن تستمر لفترات طويلة نوعاً ما من رتبة عدة عشرات الملايين من السنين، فإذا افترضنا . ضمن هذه الشروط . أن نهوضاً من 20 كم قد استمر 20 مليون سنة، فإننا نحصل على سرعة متوسطة هي 1 مم /سنة. ويبدو في الواقع أن السرعات المتوسطة المقاسة حالياً يجب أن تكون أكبر بشكل واضح، ففي القوقاز تزيد هذه السرعة على 1 سم /سنة، وفي نيوزيلاندا تصل 7 مم /سنة (شكل 3.4). وهذه السرعة هي أكبر أيضاً في حالة الهيمالايا، ولكن من الممكن أن يكون النهوض في الأماكن المذكورة ناجم عن إعادة الضبط التوازني وعن الالتواء.

إن التضاريس التي تتولد نتيجة إعادة الضبط التوازني، هي تقببات ذات أبعاد كبيرة، تكون بعض الأحيان منتظمة، وغالباً غير منتظمة حين تدرس بشكل مفصل، وتكون هذه التضاريس مغلفة بغلاف بسيط. تكون هذه التضاريس بموازاة السلاسل خفيفة ومتدرجة، أما عمودياً فيمكن أن تلاحظ انحدارات مهمة. ويصل شعاع الانحناء الحالي 9 كم في الهيمالايا، 6-7 كم في سلاسل الهند، 3 كم في البيرينية Pyremeés. ومن الصعب إعادة تحديد أهمية التضاريس القديمة وتبين في بعض الحالات الاستثنائية أن هذه التضاريس تزيد على 2 كم.

عندما ندرس بالتفصيل الحركات الناجمة عن إعادة الضبط التوازني، يتبين لنا دوماً أنها تحدث بشكل متقطع، وأن مدد النشاط تتعاقب مع مدد استقرار نسبية، وخلالها تتم عمليات تعرية مشكلة سطوح تعرية ترتفع في المدد اللاحقة، التي تكون نشطة. وإذا بقيت هذه السطوح فإنها تسمح بإعادة بناء مراحل النهوض المختلفة، حيث يمكننا أن نلاحظ عندئذ أن النهوض لم يتم بشكل نظامي وأنه، غالباً، يتعرض لانكسارات فالقية ما هي إلا التعبير عن حوادث تصيب القاعدة، وفي هذه الحالة فإن الانتكليز قد يأخذ شكل انتكليز . هورست Antéclise – Horst تعرض لشبكة من الفوالق العمودية، وفي هذه الحالة قد يحدث أن يترافق تشكل هذه التقببات مع نشاط بركاني كما في حالة تشكل الانهدامات. وهكذا فإن هذه الحركات العمودية تشابه كثيراً



شكل 3.4
أهمية الحركات الشاقولية في نيوزيلاند حسب ويلمان wellman (1967).

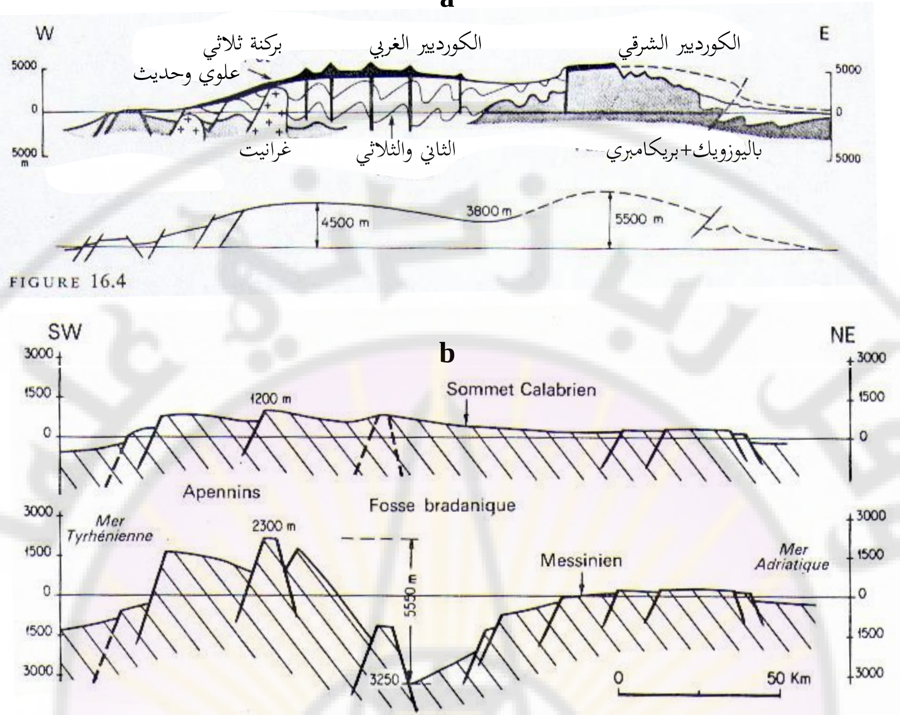
الحركات العمودية المرتبطة بتشكل الانهدامات باستثناء أنه في هذه الحالة تكون كل الحركات موجبة، في حين أنه في حالة الانهدامات يحدث تراكب من حركات موجبة وسالبة، ويمكن أن نجد أمثلة معبرة في سلاسل الهند والبيرو (شكل 4.4).

4-2-4- هبوط الأخاديد الرسوبية La subsidence dans les sillons sédimentaires

ذكرنا أن الحركات الشاقولية السالبة تحدث في السينكليزات وفي الحفر الانهدامية، وأنها في الغالب لا تتجاوز 5 كم. أما في الأخاديد الرسوبية المتطاولة، من نوع الجيوسينكلينات، أو غيرها، فإن هذه الحركات يمكن أن تتضاعف شدتها كثيراً. ومن الشائع وجود مجموعات رسوبية بسماكة تزيد على 10 كم وأحياناً 15-20 كم.

ينتج عن ذلك أن هذه التوضعات الرسوبية كانت مركزاً لهبوط كبير، وبالتالي فإنها تتوافق مع أجزاء من القشرة الأرضية ذات السلوكية المميزة عما سبق. وفي كثير من الحالات أمكن البرهنة على أن هذه المجموعات الرسوبية، قد تشكلت في مياه ذات أعماق ضعيفة كما في حالة ملايين الأمتار من المجموعات الدولوميتية أو النيروتية، ونستنتج من ذلك أن قاعدة الأخدود الرسوبي كانت تهبط تدريجياً بشكل مرافق لعمليات الترسيب





شكل 4.4

مقطع عام لسلاسل الآنديز (البيرو) تبين مظهر التقببات الحديثة وأهميتها وموقع البراكين الحديثة. لاحظ التباعد في الغرب والانضغاط في الشرق (a) ومقطع لهذه الحركات في جنوب إيطاليا (b).

وأطلقت لفظة Subsidence على هذه الظاهرة من الهبوط المستمر. تبين من خلال التحاليل التفصيلية أنه إذا كانت هذه الظاهرة مستمرة على امتداد الأحقاب الجيولوجية، فإنها قد حصلت أيضاً بشكل متقطع وذلك بمناسبة الهزات الأرضية.

إن معرفة عمر المجموعات الرسوبية وسماكتها، تسمح بحساب مدة الهبوط المستمر وسرعته. أما المدة فهي طويلة، وهناك الكثير من الأمثلة عن هبوط من هذا النوع استمر أكثر من 100 مليون سنة، وهناك مناطق وصل فيها هذا الرقم إلى 300 مليون سنة، وهذه الحقبة الزمنية تتوافق مع مدد الترسيب التي سبقت الالتواء. كما يحدث أحياناً أن أحواضاً رسوبية لا يستمر الهبوط فيها إلا لآماد قصيرة من رتبة 10 مليون سنة أو حتى مليون سنة فقط.

أما سرعة الهبوط فإنها متباينة، ويمكنها أن تصل بشكل استثنائي 1 كم /مليون سنة أي 1 مم /سنة، ولكن الأرقام المتوسطة تتراوح بين 0,1-0,3 مم /سنة. وهذه الأرقام المتوسطة ليست ذات قيمة كبيرة إلا إذا كان الهبوط مستمراً ويتم بسرعات محددة، حيث يبدو

أن مثل هذا الهبوط يكون متقطعاً غالباً، إلا أنه يظهر لنا أنه مستمر لعدم وجود انقطاع في المستحاثات، ولذلك يمكن أن نستنتج أن عمليات التباعد التي تسبب الهبوط تكون مفصولة عن بعضها بعمليات انضغاط. وتجدر الإشارة إلى أن هذا النوع من التباعد يختلف عن ذلك المسبب للانهدامات، فهنا لا ينجم عنه إلا هبوط حيث لا تكون الأخاديد محاطة بتضاريس شديدة، وعلى العكس من ذلك فغالباً ما تكون هذه الأخاديد محاطة ببلاتفورمات مغطاة برسوبات نيتريتية بحيث يمكن النظر إلى العملية، وكأنها ترقق القشرة دون أن تتشكل مستويات انقطاع كبيرة.

ومن الممكن جداً التفكير أن بعض الأخاديد الرسوبية هي ذات قاعدة محيطية ولمثل هذه الأخاديد يمكن اقتراح النموذج الآتي لتفسير تشكلها: في مرحلة أولى هناك أخدود رسوبي مع قاعدة محيطية متوازنة أي بعمق مائي مقداره 5 كم، إذا امتلأ هذا المنخفض برسوبات، فإن ثقل هذه الرسوبات سيؤدي إلى حدوث هبوط يكون شديداً، كلما كانت الرسوبات سميكة. وهكذا تتوضع مجموعات رسوبية لا يتوقف هبوطها إلا مع حصول توازن جديد. ويمكن حسابياً التأكد أن سمك الرسوبات يصل إلى 12,9 كم، إذا عَدَدْنا أن كثافتها هي 2,4. هذا الميكانيك الناجم عن ثقل الرسوبات يمكن أخذه في الحسبان دوماً، ولكن لا يمكن أن يفسر إلا جزءاً من الظاهرة، لأن اعتماده يفترض أن يكون هناك أخدود رسوبي. ومن المعلوم أن الأسلوب الأفضل لخلق أخدود رسوبي هو حصول تباعد Distension، ومن هنا فإنه يجب القبول بأن الأخاديد الرسوبية المهمة تتشكل بفعل عمليات تباعد دون حدوث انقطاع. ويمكن أن نواجه أيضاً في هذا الصدد حدوث تحولات للمادة في القشرة أو في المعطف (ناجمة عن زيادة التدفق الحراري Flux de chaleure)، كافية لاندلاع عمليات الهبوط. ولقد افترض دوماً أن تحول البازلت إلى إيكلوجيت (الذي هو أكثر كثافة من البازلت بنسبة 15%) هو مسبب لحركات عمودية كما أثبتت التجارب المخبرية.

5-2-4- الحركات الشاقولية الناجمة مباشرة عن الطي Les mouvements Verticaux conséquence directe du Plissement

عندما يخضع جزء من القشرة الأرضية إلى عملية تقصير بفعل الانضغاط، فإنه تتشكل تضاريس نتيجة مباشرة للالتواء، وذلك بالمقابل مع تلك التضاريس المتشكلة بشكل غير مباشر والمرتبطة بإعادة الضغط التوازني.



شكل 5.4

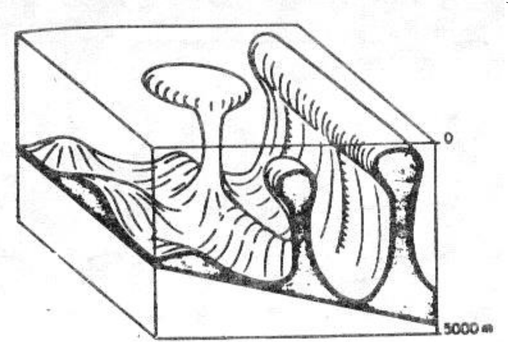
منحنيات تبين شدة الحركات الشاقولية الناجمة عن الهزات الأرضية في شيلي عام 1960. حسب بلافكر وسافاج Plafker et Savage (1960).

ونفهم من ذلك أن هناك مناطق تتعرض لحركات عمودية، لأنها في حالة التواء، وإذا كان هذا الالتواء مكوناً من بنيات ضخمة، فإنه يمكن حصول حركات نهوض في الانتكلينات، وهبوط في السينكلينات كما هي الحال في اليابان Jaban وتشيلي Chili (شكل 5.4) وكذلك في جنوب القوقاز Sud de caucase التي تعدُّ مناطق في حالة التواء. ولكن من الصعب التمييز بين الحركات الناجمة عن التقصير، وتلك الناجمة عن عملية إعادة الضبط التوازني، وللتأكد من ذلك يجب البرهنة على حصول التقصير، وذلك بقياسات جيوديزية مباشرة. وقد أمكن التأكد من حصول حركات أفقية على جانبي الفوالق فقط، إذ بلغت عدة سنتيمترات /سنة ولكن مثل هذه الحركات لم تلاحظ في النطاقات الملتوية. وهناك مثال على الالتوائين الكبيرين (200 كم × 500 كم) اللذين حصلا في أثناء الهزة الأرضية في آلاسكا Alaska عام 1964، حيث أمكن قياس الحركات العمودية والأفقية وقدرت قيمة التقصير بـ 1,5-2,1 سم /سنة.

4-2-6- الحركات الشاقولية الناجمة عن أسباب محلية Les mouvements verticaux dus à des causes locales

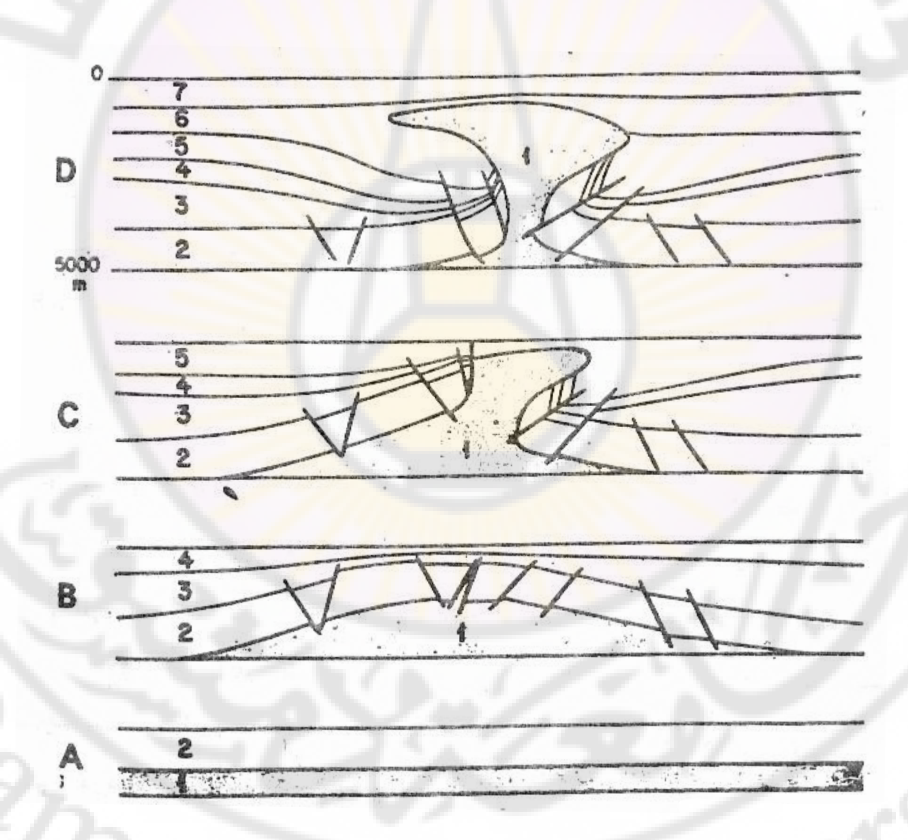
هناك أمثلة عديدة عن مناطق ذات أبعاد أقل ضخامة تتعرض لحركات نهوض أو هبوط، حيث يكون منشأ هذه الحركات متبايناً جداً ومن الأمثلة على ذلك:

■ الديابير Les diapers «التقببات». وهي بنيات محدبة خاصة تحدث عندما تصعد صخور ذات كثافة ضعيفة، وذلك تحت تأثير ثقل الغطاء. ومن النماذج الجيدة



شكل 6.4

مظهر التقببات في شمال ألمانيا حسب Trusheim 1960. الأجزاء المظللة هي طبقات ملحية.



شكل 7.4

شكل يوضح بعض مراحل توضع الديابير في شمال ألمانيا، وتلاحظ الفوالق العمودية في المرحلة B، وسماكة الطبقات 5-6 نتيجة لصعود الديابير في أثناء المراحل D,C. حسب Trusheim (1960).

Damascus University

لهذه البنيات ما يحدث عندما نضع عدة سوائل بعضها فوق بعض وتكون ذات كثافات مختلفة فالسائل الأكثر خفة يكون في الأسفل.

إن صعود الديابير يؤدي إلى تشوهات في الصخور التي عبرتها، وعادة تشكل شبكة من الفوالق العمودية، ويتغير شكل الديابير مع استمرار صعوده، بحيث نحصل على أشكال تشبه الفطور بشكل واضح (شكل 6.4). لقد أمكن إعادة بناء مراحل صعود الديابير المختلفة، وأمكن التحقق من أنه يمكن أن يحدث خلال حقب زمنية طويلة (شكل 7.4).

- بعض الاندفاعات البركانية: عندما تصعد الماغما البركانية إلى السطح، فإنه من الممكن أن تحدث انخفاضات يطلق عليها لفظة كولدرون انخفاسي «Cauldron subsidence»
- الكهوف تحت الأرضية: ويمكنها أن تحدث هبوطاً أرضياً وخاصة في الأراضي الكلسية ذات الكهوف الكارستية، والحوادث نفسها تتم عندما تنحل مستويات ملحية نتيجة جريان المياه.

4-3- خاتمة:

تعرفنا بإيجاز لأهم الحركات الشاقولية والبنيات الناجمة عنها وخصائصها مع أمثلة لهذه البنيات. وتبين لنا أهمية هذه البنيات، لكنها مع ذلك لم تعطَ الاهتمام الذي تستحقه لأنها لا تمثل تكتونيك مستقل وإنما يرتبط . في معظم حالاته . بالتكتونيك الإقليمي، وعلى مستوى الكرة الأرضية، وخاصة الانضغاط والتباعد. لكن الاهتمام الذي شهدته الجيومورفولوجيا في السنوات الأخيرة، وكذلك دراسة الرباعي وارتباطهما بالزلزالية، جعل من هذا النوع من التكتونيك موضوعاً يحتل موقعاً متقدماً لا يقل أهمية عن دراسة الانضغاط والتباعد.

يمكن تلخيص أهم الحركات والبنيات الناجمة عنها حسب الجدول الآتي:

الحركة	البنية	طبيعة الحركة
حركات الصفائح القارية	محدبات ومقعرات	+ ، −
الحركات المرتبطة بالانهدامات	محدبات ومقعرات	+ ، −
الحركات الناجمة عن إعادة الضبط التوازني	محدبات	+
هبوط الأخاديد الرسوبية	مقعرات	−
الحركات المرتبطة بالطي	محدبات، ومقعرات	+ ، −
الحركات المحلية	محدبات ديابير	+
	مقعرات (اندفاعات بركانية)	−
	انخفاضات (كهوف)	−

Damascus University

الفصل الخامس

التشوهات التقطعية - الفوالق والشقوق

DEFORMATIONS DISCONTINUES-FAILIES ET FISSURES

يأخذ تشوه الصخور والطبقات الصخرية أشكالاً عديدة. فقد يتمثل بحركات صغيرة جداً. من الصعب كشفها، كما قد يسبب اضطرابات كبيرة مؤدياً إلى انتقال عدة مئات من الكيلو مترات المكعبة من المواد، عدة عشرات الكيلو مترات، بحيث يصعب اعتماد تقسيمات منطقية ضمن هذين الحدين، غير أنه من الممكن حصر هذه التشوهات بين حدين أساسيين هما:

. التشوهات التقطعية Déformations discontinues كالفوالق، والشقوق.

. التشوهات المستمرة Déformations continues متمثلة بالطيات.

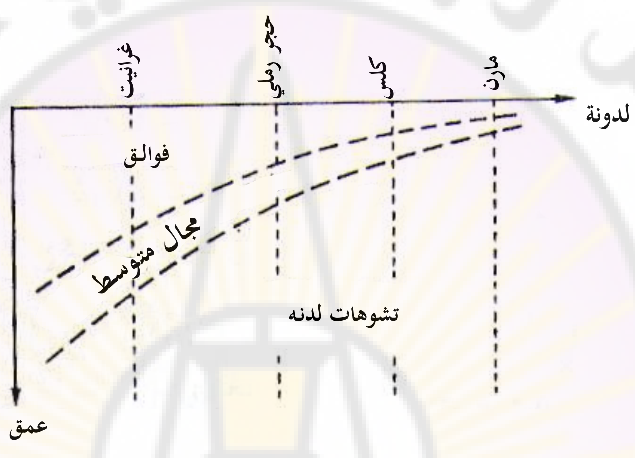
5-1- الفوالق

الفوالق هي تشوهات تقطعية تؤدي إلى حدوث انتقال لأحد جزئي المادة المتقطعة بالنسبة للأخرى بشكل موازٍ للتقطع. ويتباين مدى هذا الانتقال، فعندما يكون الانتقال ضعيفاً يستبدل التعبير فالق بلفظة كسر cassure، وعندما يكون معدوماً نسميه فاصلاً Joints أو تخلعاً dislocation.

5-1-1- شروط تشكل الفوالق Conditions de formation des failles

لقد رأينا عند دراسة المستويات البنيوية أن الفوالق تميز المستويات البنيوية العليا. لأسباب ليتولوجية فإنها قد تظهر في المستويات الوسطى والسفلى. ويمكن فهم ذلك إذا أخذنا في الحسبان الخواص الميكانيكية للصخور، إذ أن بعضها مثل المارن يصبح لدناً بسرعة عندما نرفع شروط الضغط والحرارة، أي أن مجال التكسر يكون قليلاً جداً، وبالعكس فإن الغرانيت يتصرف بشكل تكسري حتى شروط عالية من الضغط والحرارة، وعلى هذا فالمجال

التكسري له كبير الامتداد. وهكذا يمكن تصنيف الصخور تبعاً لسلوكيتها التكسرية، بحيث يمكننا قياس مختلف الأعماق التي تختفي عندها الكسور. ويبين الشكل (1.5) الأعماق التي تختفي عندها مجالات الفوالق تبعاً لنوع الصخر وهذا العمق هو على الشكل الآتي: المارن 1000م، الكلس 2000م، الرمل 5000م، الغرانيت 10,000م ولا بد من النظر إلى هذه النتائج بحذر لأنها تختلف تبعاً لتعدد العوامل المؤثرة.



شكل 1.5

منحني يبين مجال الفوالق تبعاً للأعماق والليتولوجيا.

5-1-2- عناصر الفالق Elements d'une faille

يتحدد الفالق فراغياً بمجموعة من العناصر كما في الشكلين (2.5 ,3).

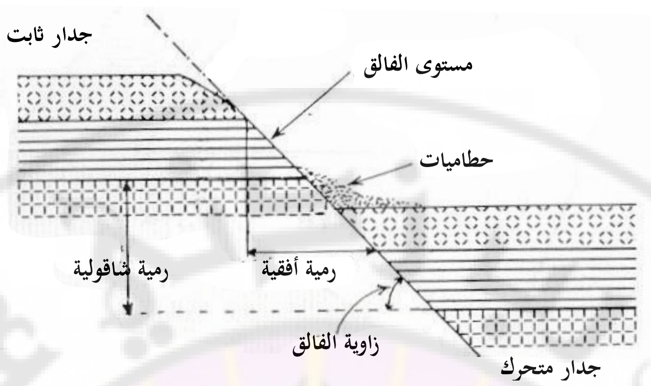
1- مستوى الفالق هو المستوى الذي يحدث عبره الكسر في الكتل الصخرية، وانزلاق الكتل الصخرية عن بعضها، وهذا المستوى قد يكون عمودياً مائلاً، أو حتى ملتوياً في بعض الحالات، وقد يعرف أحياناً بمرآة الفالق لأنه يكون مصقولاً بفعل الكسر.

2- خط الفالق أو أثر الفالق، أو تكشف الفالق، وهو تقاطع مستوى الفالق مع سطح الأرض، وقد يكون متعرجاً إذا كانت التضاريس عالية الارتفاع.

3- منحى الفالق أو اتجاه الفالق، وهو اتجاه خط أفقي واقع في مستوى الفالق.

4- ميل الفالق وهو الزاوية المحصورة بين مستوى الفالق ومستوى أفقي.

5- زاوية الميل الرأسية وهي الزاوية المتممة لزاوية ميل الفالق.



شكل 2.5

العناصر الرئيسية المميزة للفالق.

6- الجدار المعلق هو الكتلة الصخرية التي تستند على مستوى الفالق، أو التي بقيت ثابتة.

7- الجدار المتحرك وهو الكتلة الصخرية التي تحركت.

8- رمية الفالق وهي المسافة أو مقدار الانتقال الذي ينجم عن حدوث الفالق وهناك كما سنرى عدة رميات.

5-1-3- رميات الفالق وحسابها Rejest

يوضح الشكل (3.5) مختلف أنواع رميات الفالق وهي:

R. الرمية Rejet – وهي تحلل إلى مركبتين أو رميتين: أفقية جانبية، وعمودية ظاهرية.

rd. الرمية الأفقية الجانبية Rejet horizontal latéral – أو انزلاق Decrochement.

rva. الرمية المائلة أو الشاقولية الظاهرية Rejet vertical apparent – وهي تحلل إلى مركبتين عمودية وأفقية.

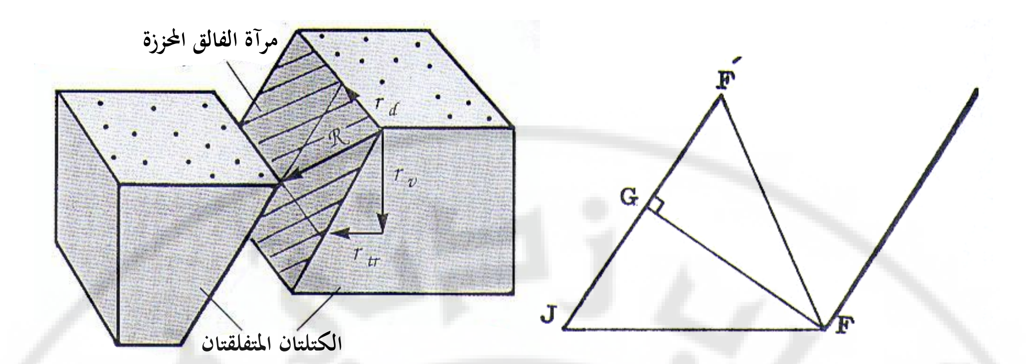
rtr. الرمية الأفقية rejet Horitzontal أو العرضانية Transversal.

rv. الرمية الشاقولية Rejet vertical.

. الرمية الستراتيغرافية وهي البعد العمودي بين جداري الفالق المعلق والسفلي GF.

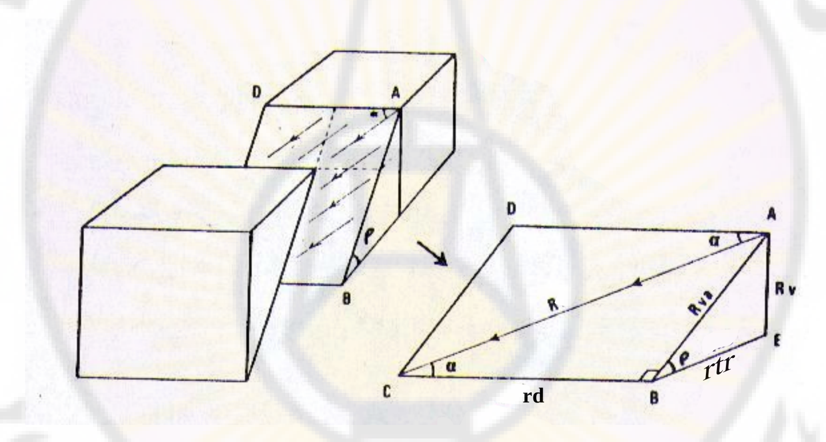
. التباعد الستراتيغرافي، وهو البعد حسب خط الأفق بين جداري الفالق JF.

Damascus University



شكل 3.5

R– رمية حقيقية، rd- رمية أفقية جانبية (انزلاق)، rva- رمية مائلة أو شاقولية ظاهرية، rtr- رمية أفقية (عرضانية)، rv- رمية شاقولية، FG- رمية استراتيغرافية، FJ- تباعد استراتيغرافي.



شكل 4.5

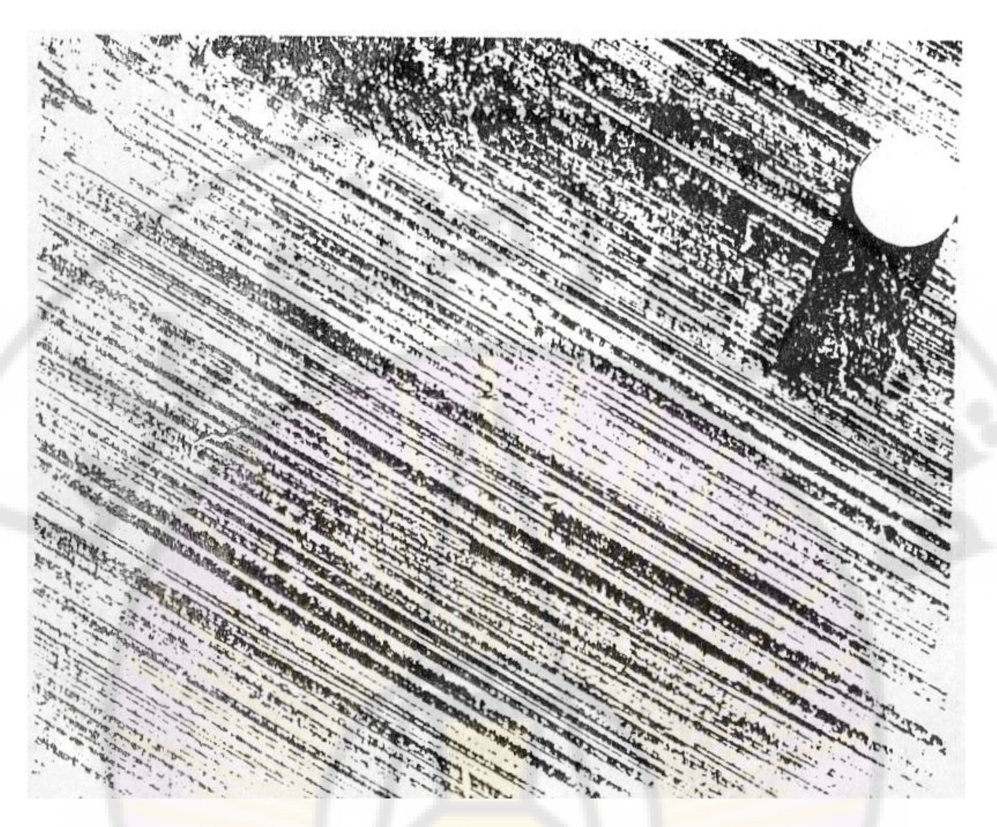
توضيح تحززات مستوى الفالق وعلاقتها مع الرميات.

إذا اعتبرنا زاوية ميل الفالق θ ≡فإن مختلف الرميات السابقة ترتبط مع بعضها بعلاقات رياضية مثلثية يمكن استنتاجها من الشكلين (4, 3.5) باعتبار أن α زاوية التحززات، وذلك كما يلي:

$$\text{tag} = RV/rtr, \theta \qquad \text{Sin} = RV/RVa\,\theta \qquad \text{Cos}\ \theta = rtr/RVa$$

$$\text{tag}\ \alpha = RVa / rd, \qquad \text{Sin}\ \alpha = RVa / R \qquad \text{Cos}\ \alpha = rd / R$$

ويبين الشكل (5.5) تحززات مستوى فالق أصاب دولوميا الترياسي في منطقة كلابر في إيطاليا.



شكل 5.5

توضيح تحززات مستوى فالق في دولوميا منطقة كلابر calabre في إيطاليا.

5-1-4- مختلف أنواع الفوالق والحركات الناجمة عنها . عرقية الفوالق Nomenclature des ftailles

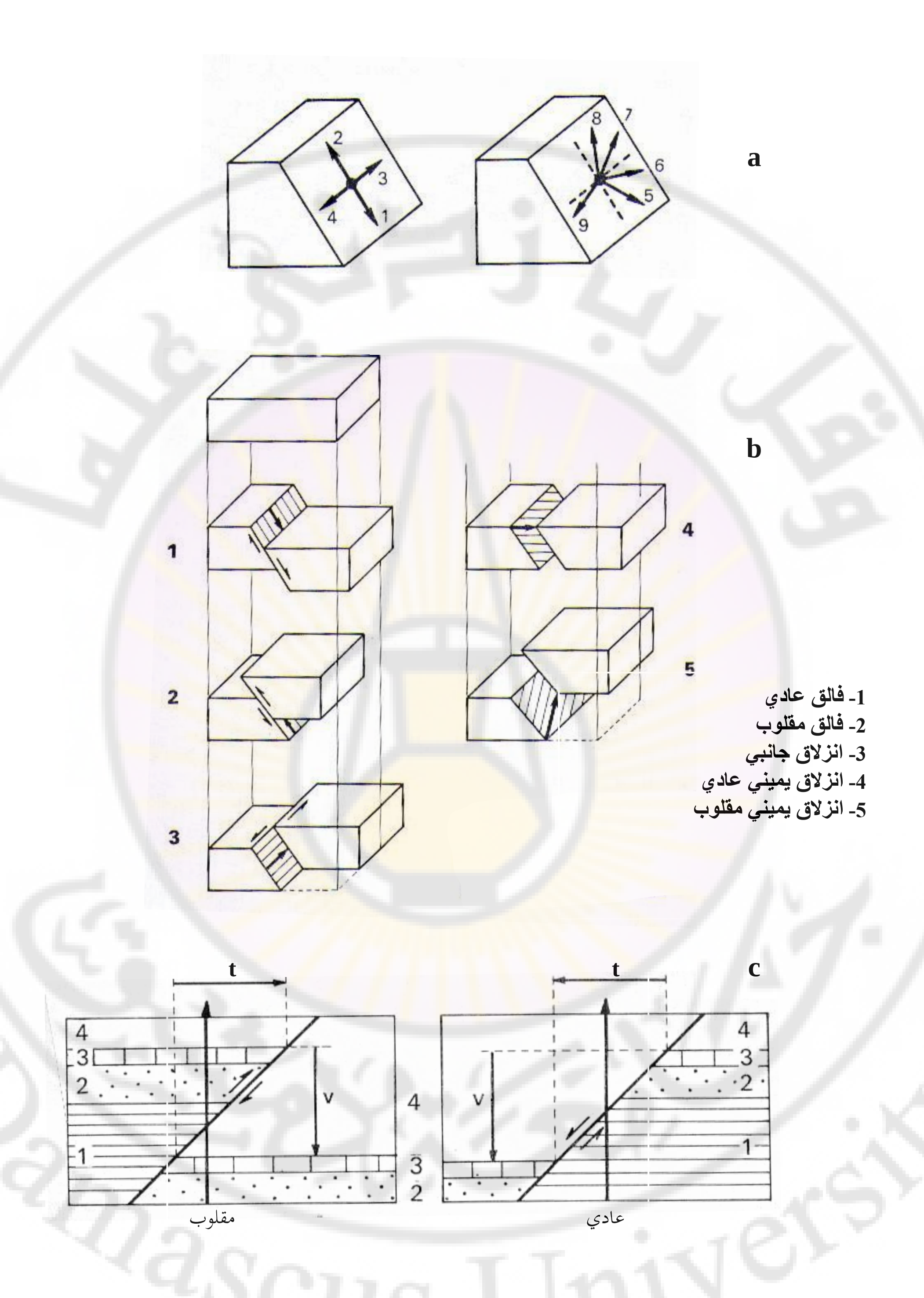
A- حالة طبقات مستوية:

يوضح الشكل (6.5) مختلف أنواع الحركات والفوالق الموافقة، بينما يوضح الشكل (7.5) مختلف أنواع الفوالق فراغياً.

. الحركة 1 تتوافق مع فالق عادي.

. الحركة 2 تتوافق مع فالق مقلوب.

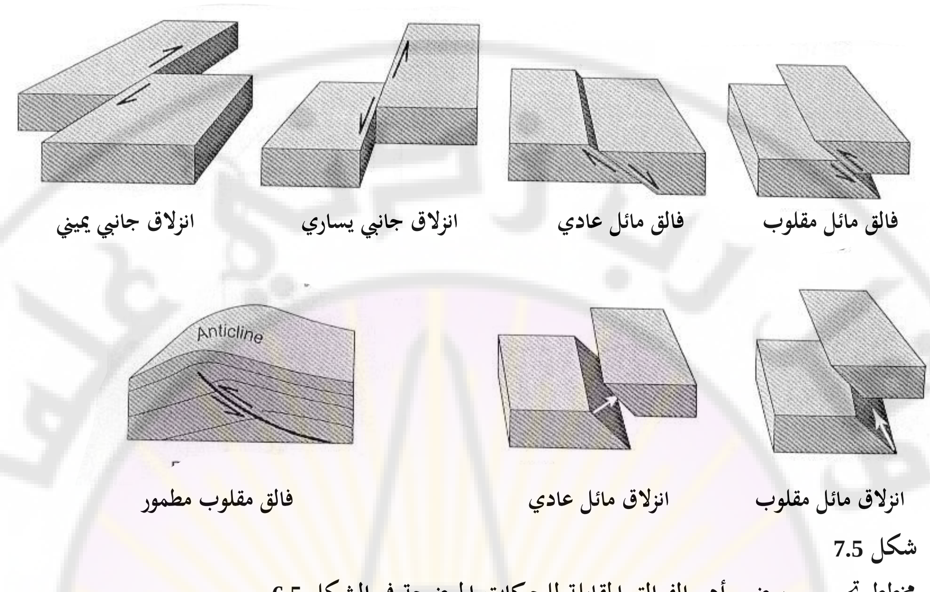
. الحركة 3 و 4 تتوافق مع انزلاق، الأول «3» يدعى ييساري Senestre والثاني «4» يدعى يميني Dextre.



Damascus University

شكل 6.5

مظهر مختلف الحركات الفالقية (a) مع مخطط يوضح أهم الفوالق المقابلة لهذه الحركات (b) ومظهر تفصيلي للفالق العادي والمقلوب (c).



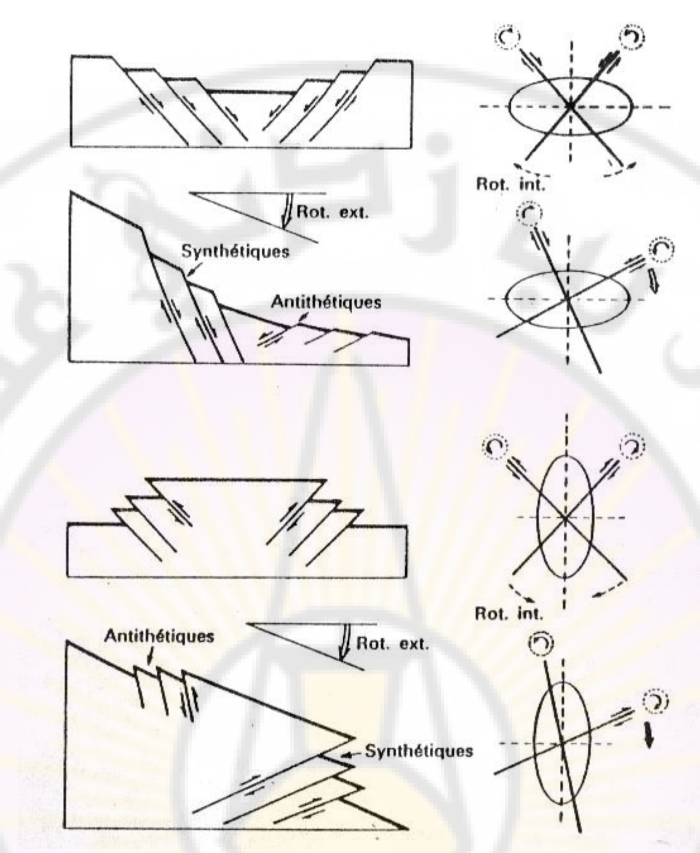
شكل 7.5
مخطط تجسيمي يوضح أهم الفوالق المقابلة للحركات الموضحة في الشكل 6.5

في الحالات الوسطى بين السابقة (حيث الميل محور بين 0-90°) نميز تباعاً الأنواع الآتية

- «5» فالق عادي يميني (زاوية ميل > 45°).
- «6» انزلاق يميني عادي (زاوية الميل < 45°).
- «7» انزلاق يميني مقلوب (زاوية الميل < 45°).
- «8» فالق مقلوب يميني (زاوية الميل > 45°).
- «9» انزلاق يساري عادي.

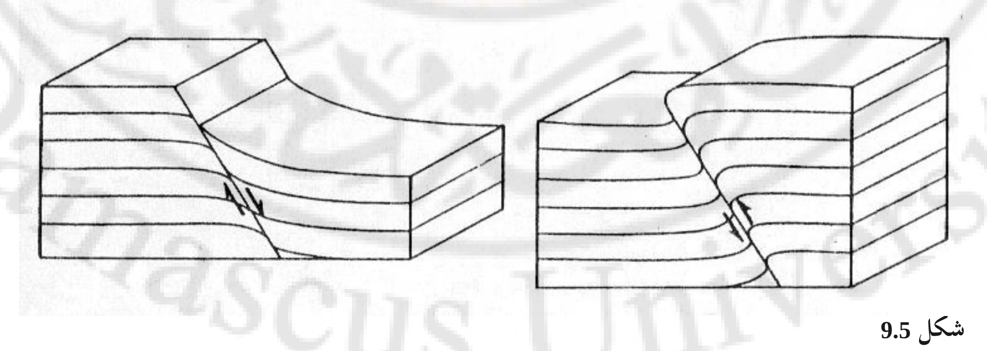
B- حالة طبقات ملتوية:

في هذه الحالة يحصل دوران للطبقات؛ وبالتالي فإن الفوالق العادية والمقلوبة والانزلاقات تدعى إما متناحية synthétique أو لا متناحية antithétique بالنسبة لاتجاه هذا الدوران (شكل 8.5)، كما تلتوي أطراف الطبقات المتقطعة بأشكال مختلفة بنيات معقوفة crochon. (شكل 9.5).



شكل 8.5

مثال عن الدوران المتناحي synthétique واللامتناحي antithétique.

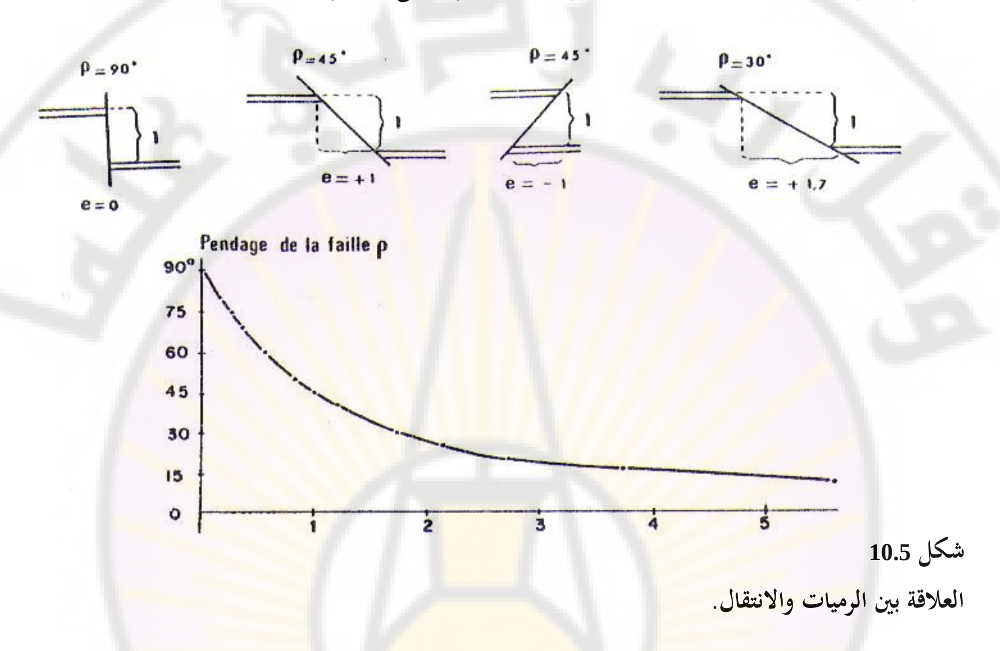


شكل 9.5

مظهر البنيات المعقوفة crochon للفوالق العادية والمقلوبة.

5-1-5- العلاقة بين ميل الفالق والانتقال Relation entre pendage de faille, rejets et déplacement

إذا اعتبرنا أن فالقاً ينزلق عمودياً بمقدار الواحدة، فإن مقدار الانتقال يكون معدوماً، ويتغير هذا الانتقال بتغير زاوية الفالق (شكل 10.5).



شكل 10.5

العلاقة بين الرميات والانتقال.

6-1-5- تصنيف الفوالق Classification des failles

يتم تصنيف الفوالق إما هندسياً حسب الأوضاع المختلفة لمستوى الفالق، لجداري الفالق، لحركة جداري (شفتي) الفالق، أو حسب زاوية الفالق، وأخيراً حسب تجمعات الفوالق، وإما حسب العوامل المنشئية المؤثرة في تشكل الفوالق، أو بالتالي ميكانيكية أو آلية تشكل الفوالق.

1-6-1-5- تصنيف الفوالق هندسياً Classification géométrique

تصنف الفوالق حسب الآتي:

. حسب حركة شفتي الفالق بالنسبة لمستوى الفالق ووضعيته

. حسب وضع الفالق بالنسبة لوضع الطبقات المصابة

. حسب زاوية ميل الفالق

. حسب تجمعات الفوالق

■ **حسب حركة شفتي الفالق بالنسبة لمستوى الفالق**

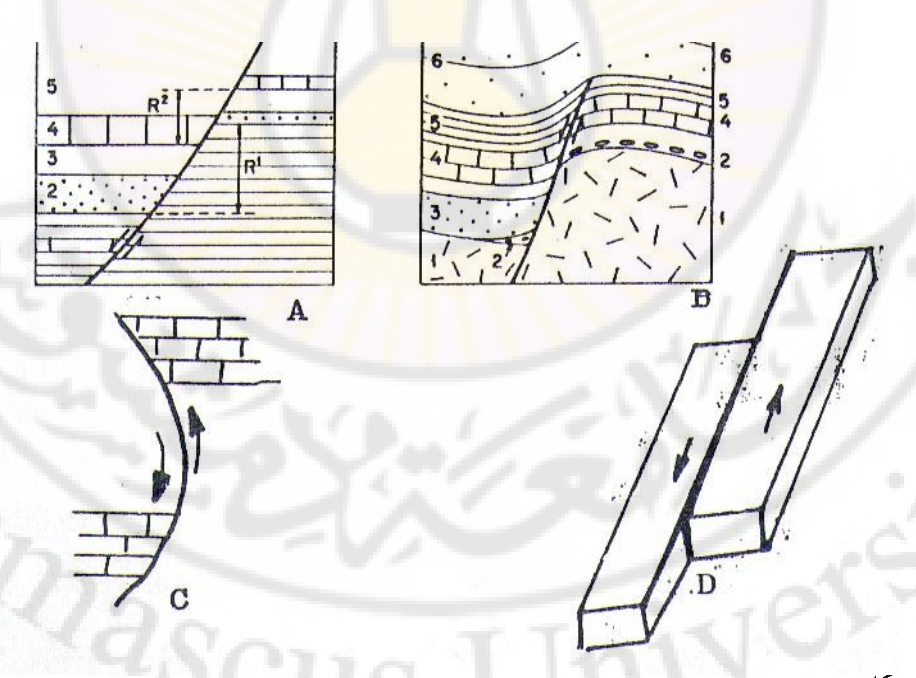
. فالق عادي faille normale، إذ يكون فيه سطح الفالق مائلاً باتجاه الجدار المعلق، وتكون الحركة الظاهرية نحو الأسفل وينجم عنه تباعد بين الطبقات المتصدعة (شكل A,11.5).

. فالق مقلوب faille inverse يكون فيه سطح الفالق مائلاً باتجاه الجدار المعلق، والحركة الظاهرية نحو الأعلى (شكل B, 11.5) وينجم عنه تقصير في الطبقات المصابة. وعند إجراء سبر فإن نفس الطبقة تُقطَع أكثر من مرة، في حين أن الفالق العادي لا يقطع الطبقة الواحدة أكثر من مرة.

. الفالق الجانبي faille latérale، وتتم فيه الحركة بشكل جانبي أفقي (شكل D, 11.5) بحيث يمكن جمع الكتل المنزاحة أو إعادتها إلى وضعها الأول ببساطة، وهو ما لا يمكن حدوثه بهذه البساطة في الفوالق العادية والمقلوبة.

. فالق مركزي faille centrique، حيث تدور الكتل الصخرية على طرفي الفالق باتجاهات مختلفة أو باتجاه واحد، وذلك حول محور عمودي على منحنى امتداد الفالق.

. فالق أسطواني faille cylindrique، حيث تتم الحركة عبر سطح مقوس (شكل C, 11.5).



شكل 11.5

تصنيف الفوالق هندسياً حسب حركة شفتي الفالق.

A- فالق عادي، B- فالق مقلوب، C- فالق اسطواني، D- فالق جانبي.

Damascus University

■ **حسب وضع الفالق بالنسبة لوضع الطبقات المصابة:**

نميز في هذه الحال عدة عائلات:

A- حسب منحني امتداد الفالق على أساس امتداد الطبقات الصخرية ونميز بين:

. فالق الامتداد حيث يوازي اتجاه الفالق اتجاه التطبق أو التورق، ولكن لا يوازي ميل الفالق التطبق.

. فالق التطبق وفيه يتوازى ميل الفالق واتجاهه مع ميل الطبقات الصخرية واتجاهها.

. فالق الميل ويكون اتجاه الفالق موازياً لاتجاه ميل الطبقات وهو من الفوالق المقلوبة، ويكون امتداد الفالق عمودياً على امتداد الطبقات الصخرية.

. الفالق المنحرف ويكون اتجاه الفالق منحرفاً عن اتجاه التطبق.

B- حسب اتجاه ميل الفالق وميل الطبقات، ونميز بين:

. فالق مطابق حيث تميل الطبقات في نفس اتجاه ميل الفالق.

. فالق معاكس حيث تميل الطبقات باتجاه معاكس لاتجاه ميل الفالق.

ويحصل ذلك في حالة الفوالق العادية والمقلوبة (شكل 12.5).

C- حسب وضعية الفالق بالنسبة للاتجاه البنيوي الإقليمي ونميز (شكل 13.5).

. فالق طولاني حيث يكون امتداد الفالق موازياً لمنحنى البنية التكتونية، ولكن قد ينحرف محلياً، وبخاصة عند رأس الطية (أنف). وتنتشر مثل هذه الفوالق في الأحزمة غير المستقرة.

. فالق عرضاني ويتجه بشكل عمودي أو منحرف على امتداد البنية التكتونية للمنطقة.

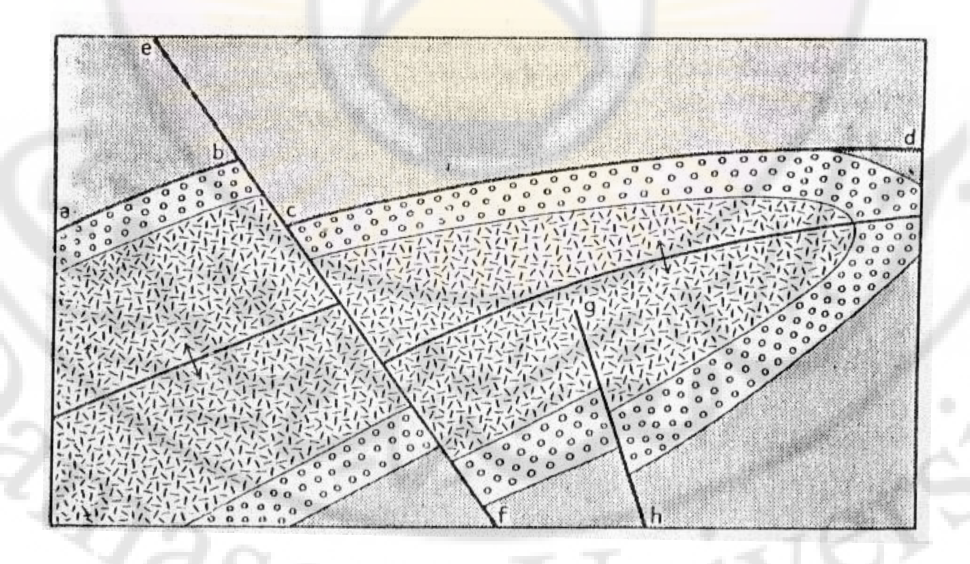
■ **حسب زاوية ميل الفالق ونميز بين:**

. فوالق شديدة الميل حيث تزيد زاوية ميلها عن 45°

. فوالق قليلة الميل حيث تكون زاوية ميلها أقل من 45°.

Damascus University

شكل 12.5
تصنيف الفوالق هندسياً حسب العلاقة بين ميل الفالق وميل الطبقات المصابة.



شكل 13.5
فوالق طولانية وعرضانية.

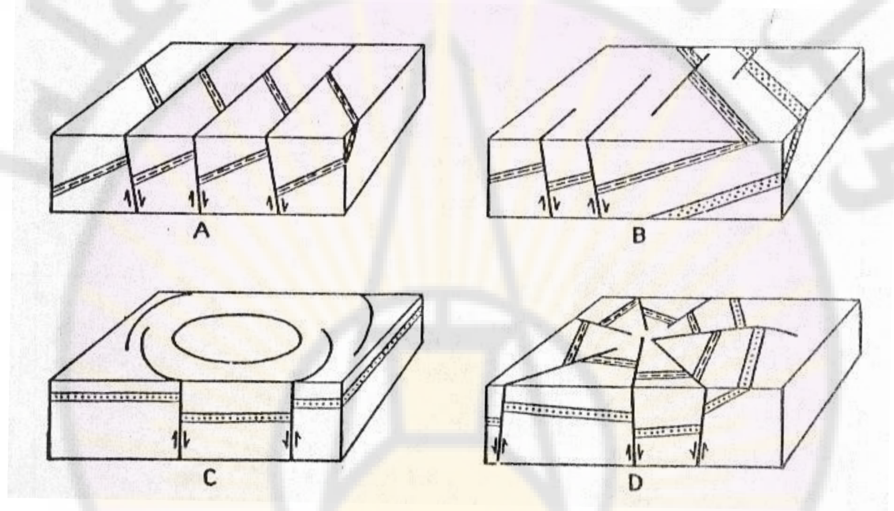
- **حسب تجمعات الفوالق ونميز بين:** (شكل 14.5)

. الفوالق المتوازية: لها نفس الميل ونفس الاتجاه، غالبية الفوالق الطولانية متوازية.

. الفوالق السليمة: وهي فوالق قصيرة يتراكب بعضها فوق الآخر، وقد تكون متدرجة ومتوازية.

. الفوالق المحيطية وهي مقوسة أو دائرية تحيط بمنطقة.

. الفوالق الشعاعية وتنطلق من مركز يقع في وسط المجموعة، ويترافق النوعان الأخيران مع الاندساسات والقبب الملحية.



شكل 14.5

تصنيف الفوالق حسب تجمعات الفوالق

A- فوالق متوازية، B- فوالق سليمة، C- فوالق محيطية، D- فوالق شعاعية.

2-6-1-5- التصنيف المنشئ للفوالق classification génétique

يعتمد التصنيف المنشئ للفوالق على علاقتها بالقوى المكونة لها واتجاه عملها (ضغط، شد، قص.. الخ) إلا أن هذا التمييز ليس بالأمر السهل، وذلك بسبب تعقد الأمور مع مرور الزمن. إن أغلب الفوالق هي من النوع العادي (بحدود 65-80%) والأنواع الأخرى مقلوبة، ومعظم الفوالق العادية ذات ميل شديد يزيد عن 45° (بحدود 60°). أما الفوالق المقلوبة فهي ضعيفة الميل، وأقل من 45° (بحدود 20°- 30°). ويمكن من الناحية المنشئية تمييز ثلاثة أنواع رئيسية من الفوالق هي:

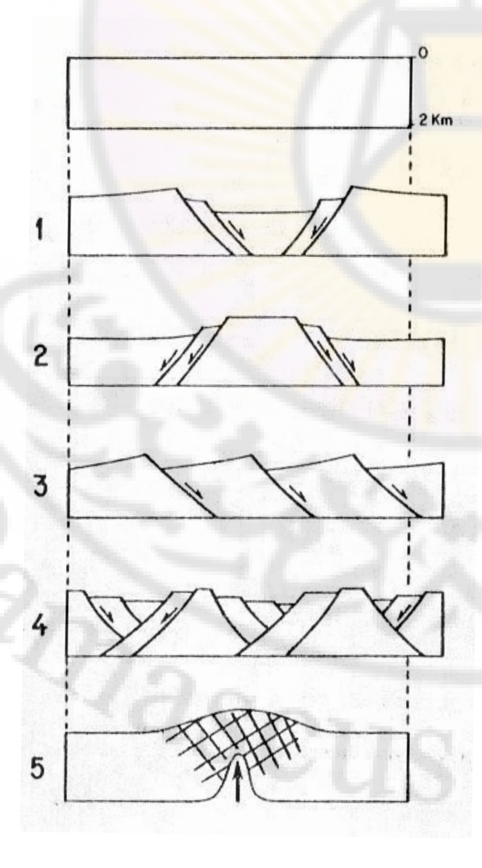
1- فوالق التباعد failles de distension

-2 فوالق الانضغاط failles de compression

-3 فوالق الجاذبية failles de gravité

■ **فوالق التباعد (فوالق عادية) faille de distension**

يوضح الشكل (15.5) البنيات المختلفة الناجمة عن التباعد. إن الغرابن أو الحفرة الانهيارية Grabben, fossé d'éfondrement مؤلفة من وحدات محاطة بفوالق عادية تكون هابطة بالنسبة للوحدات المجاورة (عندما تكون أبعاد الغرابن كبيرة يدعى انهداماً Rift). أما النجد Horst فتكون وحدات مرتفعة محاطة بفوالق. تبدي الفوالق من جانبي الغرابن أو النجد ميولاً متعاكسة، وقد يكون لهذه الفوالق جميعها الميل نفسه، وفي هذه الحالة تسمى نصف غرابن Demi-grabben أو نصف نجد Demi-horst وفق حالتي الانخفاض أو الارتفاع بالترتيب. وأخيراً يمكن بدلاً من حدوث فوالق ذات رميات كبيرة، تشكل فوالق ذات رميات قليلة فنكون بصدد تتابع من النجود أو الغرابن صغيرة الأبعاد.



شكل 15.5

مختلف النماذج البنيوية الناجمة عن التباعد على مستوى إقليمي.

-1 غرابن (حفرة انهيارية)

-2 نجد

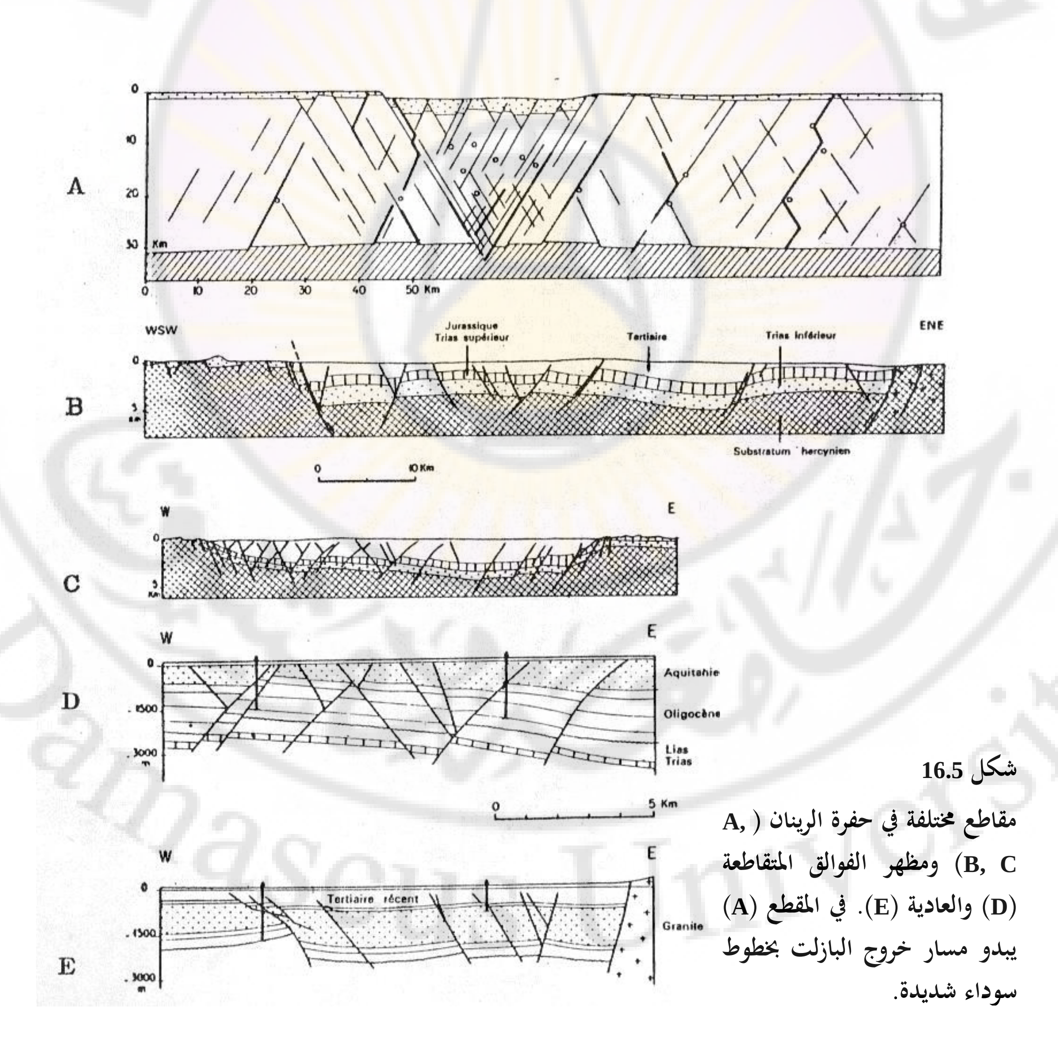
-3 نصف غرابن

-4 حقل فالقي

-5 تباعد محلي (محدود).

في حالة البنيات الحديثة فإن النجود والغرابن تبدو واضحة المورفولوجيا، إذ تتوافق الغرابن مع منخفضات Dépressions متطاولة، وغالباً مليئة بتوضعات حديثة، أو تشغلها بحيرات محاطة بتضاريس تتصل بشكل مفاجئ ومستقيم مع السهل. وبعكس الغرابن فإن النجود تتوافق مع مرتفعات، محددة بتضاريس فالقية.

يبين الشكل (16.5) مقطعاً عاماً لحفرة الرينان Rhénan، ومظهر الفوالق المتقطعة والعادية، وهذه الحفرة هي إحدى حفر غرب أوروبا العائدة للثلاثي التي تمتد لأكثر من 1000 كم، وهي أكثرها شهرة، تتمثل بانخفاض كبير مليء بالرسوبات العائدة للبليستوسين والسينوزوي، ومحدود من الشرق إلى الغرب بتضاريس فالقية جميلة، ومنها حفر الفوج Vosges، الغابة السوداء Foret noire التي يخترقها عدد من البراكين البازلتية.

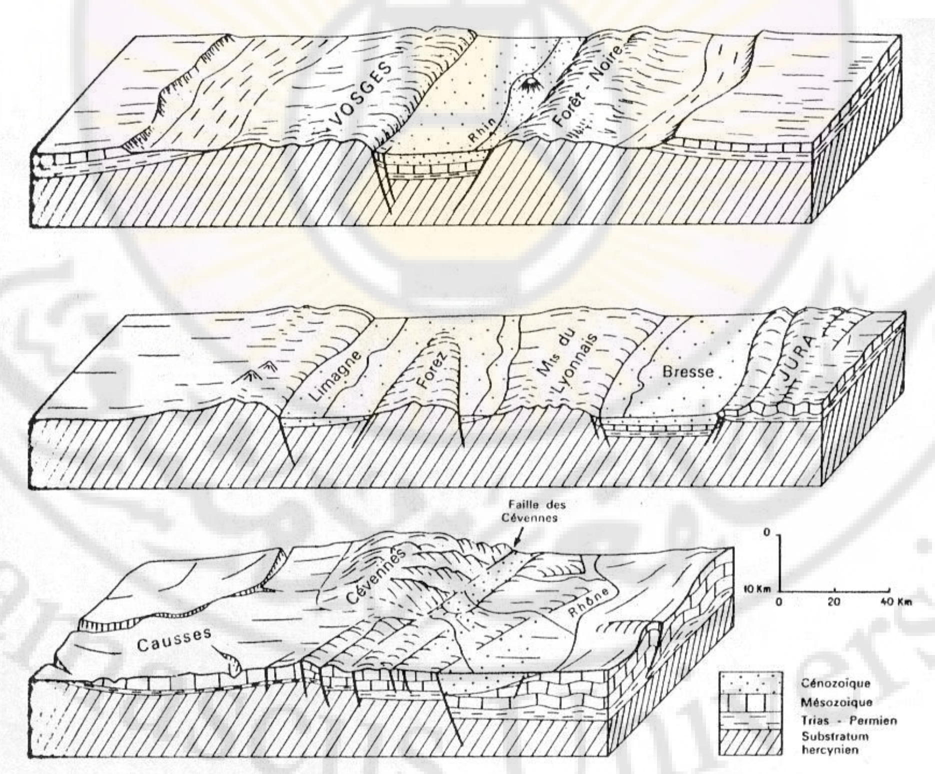


شكل 16.5

مقاطع مختلفة في حفرة الرينان (A, B, C) ومظهر الفوالق المتقاطعة (D) والعادية (E). في المقطع (A) يبدو مسار خروج البازلت بخطوط سوداء شديدة.

ويبين الشكل (17.5) هذه التضاريس وبعض الحفر الاوليغوسينية في جنوب فرنسا. أما الشكل (18.5) فيوضح حقلاً من الفوالق العادية المرتبطة بالطيات الثابتة.

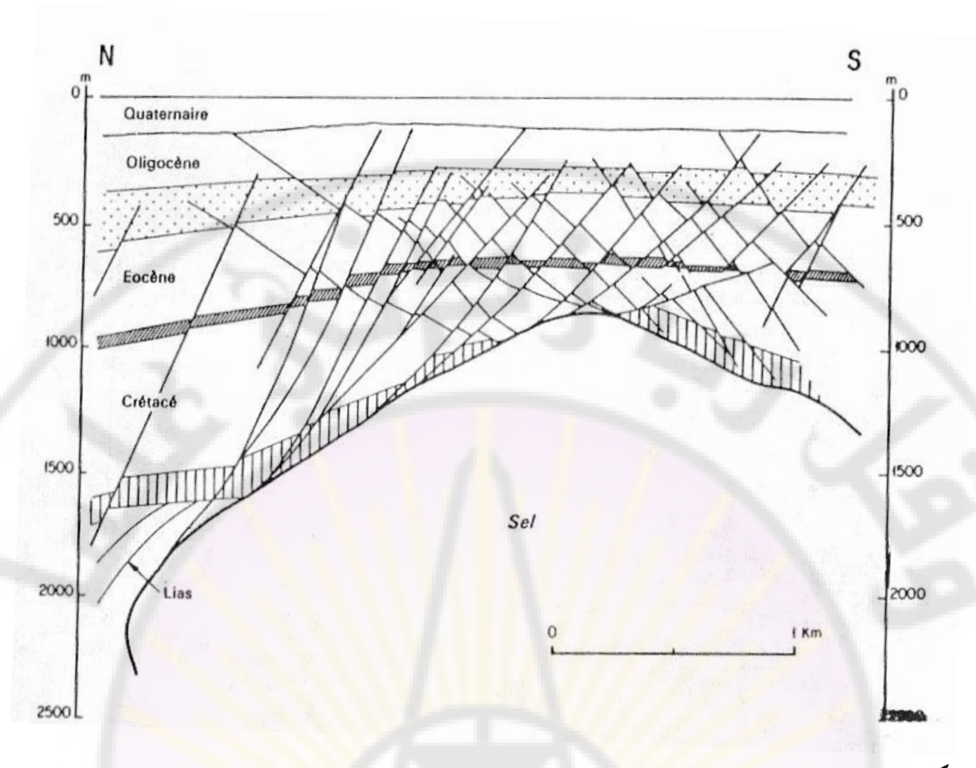
يمكن ملاحظة ميل فوالق التباعد العادية من السطح، ولكن أعمال السبر والمناجم تسمح بأخذ فكرة إجمالية أفضل عن ذلك، وعندها يمكن التأكد أن هذا الميل يتراوح وسطياً من 40°- 70°، ولكن يمكن أن يكون أقل من ذلك بكثير من 10°- 20°، وهذا الميل كثير التغيرات على امتدادات كبيرة. فمثلاً فالق عادي شديد الميل عند السطح يمكن أن يكون قريباً من الأفقي في الأعماق، وهذا التباين ناجم عن الليتولوجيا وعدم تجانس الصخور (شكل 19.5)، حيث يكون الفالق أقل ميلاً كلما كانت المادة المصابة أكثر لدونة. فالميل في المارن بحدود 30°، ويكون أكثر حدة في الكلس. عندما تكون المادة غير متجانسة كما في حالة تتابع من طبقات كلسية ومارنية يكون الفالق، في مناطق معينة، موازياً للتطبق، وفي مناطق أخرى عمودياً عليه، أو مائلاً ونحصل على فوالق سلمية.



شكل 17.5

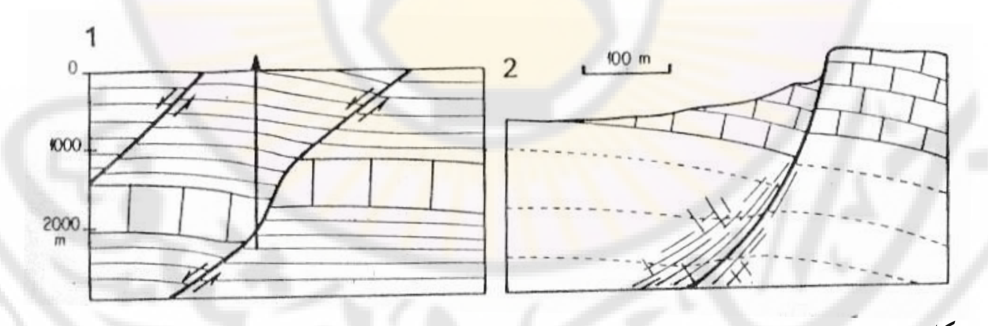
مخطط للحفر الانهيارية الاوليغوسينية في فرنسا.

Damascus University



شكل 18.5

شبكة من الفوالق العادية المتقاطعة المتوضعة في قمة الديابير. لاحظ أن الفوالق ذات الميل نحو الشمال هي لاحقة للفوالق ذات الميل نحو الجنوب.

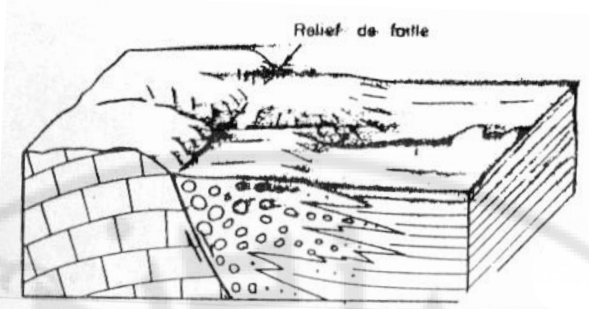


شكل 19.5

مقطع لفوالق عادية يبين تغير الميل (1) وتغير المظهر (2) لفالق.

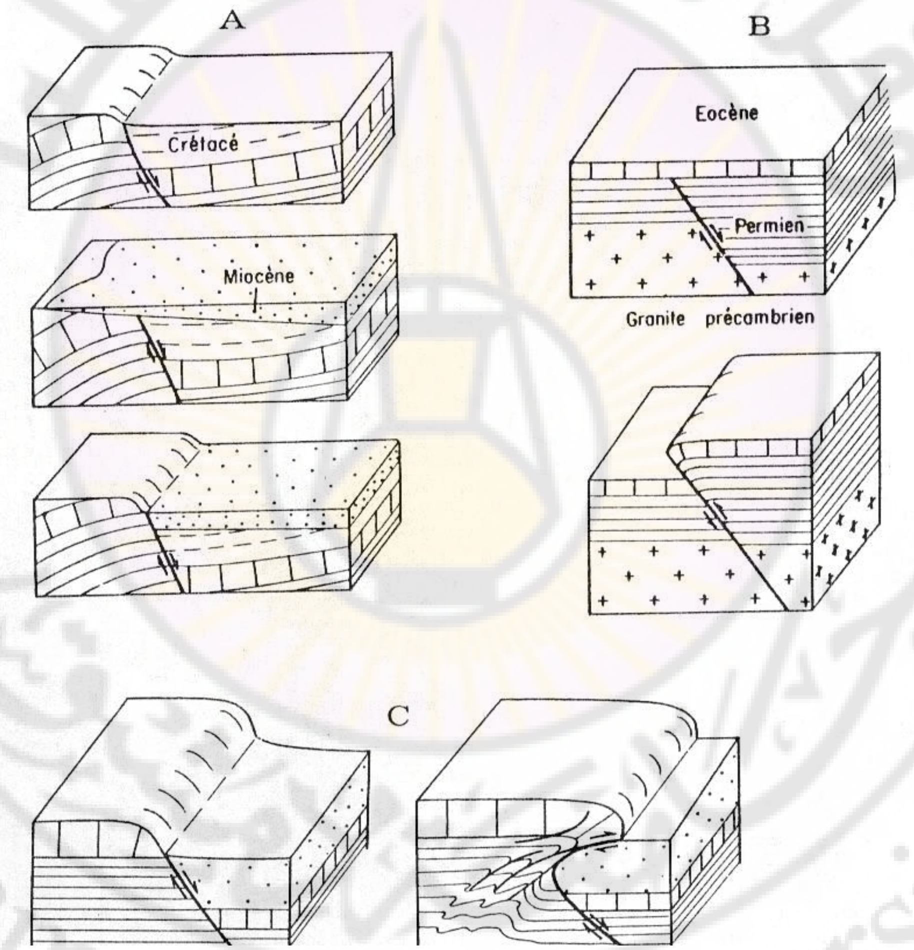
غالباً ما يترافق الفالق بتغير في المظهر فيكون واضحاً تماماً في الكلس في حين أنه يضمحل ويتلاشى في المارن.

وتسمح دراسة هذا النوع من الفوالق بربطها بالحوادث الترسيبية. فعندما تكون سماكة الطبقات من جانبي الفالق مختلفة بوضوح (شكل 20.5)، فلا يمكن تفسير



شكل 20.5

شكل يوضح فوالق مزامنة للترسيب، الطبقات ذات سماكة مختلفة من جانبي الفالق.



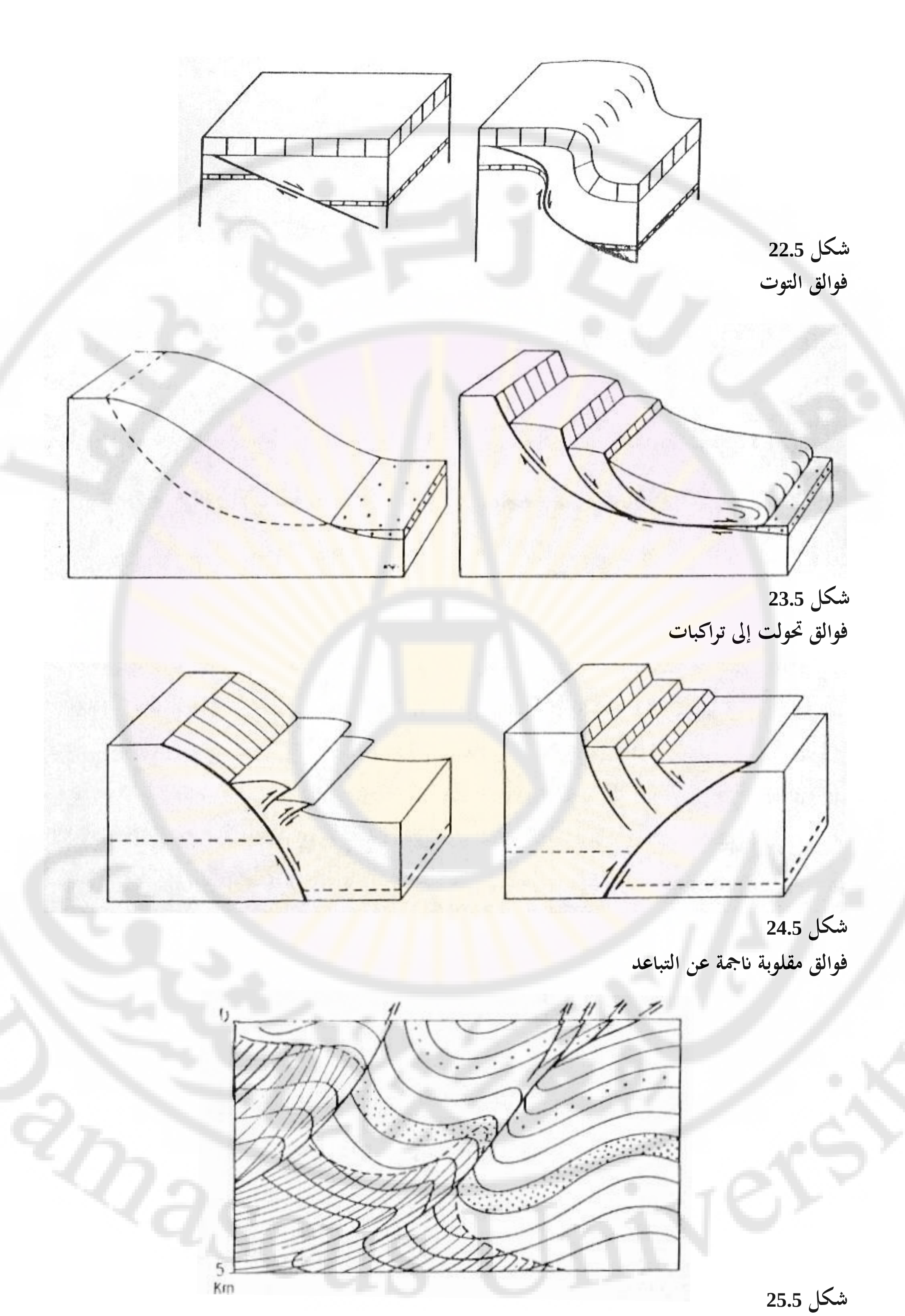
شكل 21.5

أمثلة لعمليات فالقية متراكبة تعطي فوالق عادية أو مقلوبة

A- فوالق مميزة بحقبتي نشاط مفصولة بحقبة استراحة

B- فالق عادي تحول إلى فالق مقلوب

C- فالق عادي تحول قسمه العلوي إلى فالق مقلوب.



شكل 22.5
فوالق التوت

شكل 23.5
فوالق تحولت إلى تراكبات

شكل 24.5
فوالق مقلوبة ناجمة عن التباعد

شكل 25.5
مقطع نظري يبين مظهر فالق يتغير مع العمق

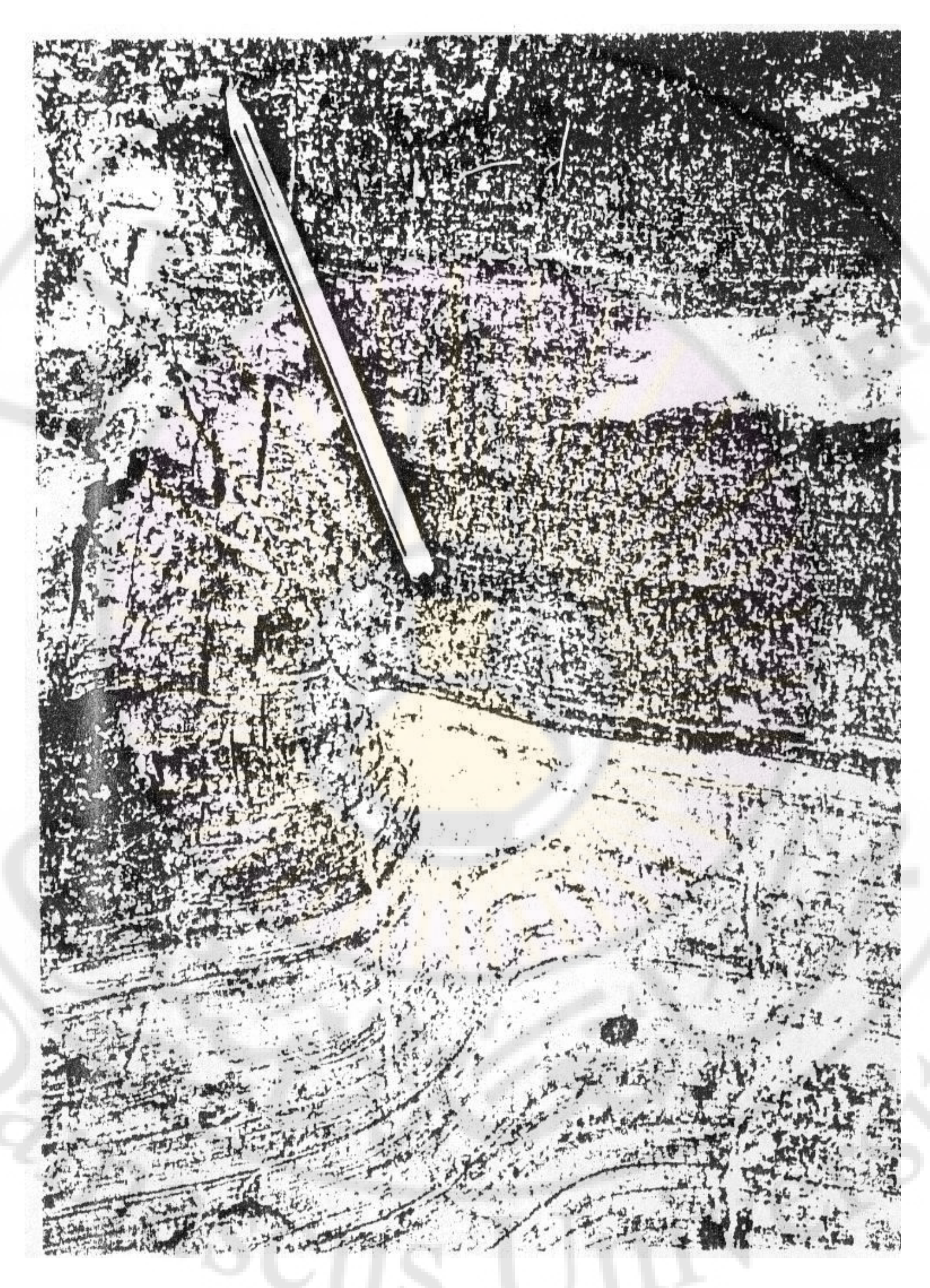
ذلك إلا إذا افترضنا أن الفالق كان نشطاً، أو عمل في الوقت نفسه الذي كان يعمل فيه الترسيب.

إن هذه الفوالق قد تتعرض لعمليات فالقية مضاعفة، بحيث تأخذ أشكالاً مختلفة تعطي فوالق عادية رميتها، هي مجموع الرميتين معاً أو فوالق مقلوبة (شكل 21.5). كما أن بعض الفوالق العادية تلتوي كما هو مبين (شكل 22.5) أو تتحول إلى تراكبات (شكل 23.5). وأخيراً لا بد من الإشارة إلى أن التباعد قد يقود إلى تشكل فوالق مقلوبة (شكل 24.5).

■ **فوالق الانضغاط (فوالق مقلوبة) Failles de compression**

يختلف مظهرها وميلها تبعاً للعمق والليتولوجيا، فعندما تكون ضمن المجال التكسري، فإننا نحصل على فوالق تقطعية واضحة بحيث لا يتشوه معها الصخر المحتك مع الفالق مباشرة (شكل 25.5)، أما عندما نقترب من المجال اللدن فإن تشوهاً مستمراً يبدأ بالظهور على طرفي الفالق، ويبدو ذلك أكثر وضوحاً كلما تعمقنا أكثر، والشكل (26.5) يقدم مثالاً واضحاً عن تغير المظهر مع العمق والليتولوجيا. في الأعماق الضعيفة يبدو التشوه المستمر على شكل فتل للطبقات في نقطة التقائها (احتكاكها) مع الفالق معطية بنيات معقوفة Crochon (شكل 9.5)، أما في الأعماق الكبيرة فإن التشوه يبدو على شكل تسطح للمادة، شبه موازٍ للفالق متمثلة بنوع من الشستزة حتى التورق. كذلك تتغير طبيعة المواد المرافقة لتشكل الفوالق، فهي زاوية الأطراف Angulaires على أعماق ضعيفة تعرف بالبريش الفالقية، وفي الأعماق تقل أبعاد المواد، وتعاني من تشوهات بلاستية مشكلة بريشاً متطاولاً Bréche étiré، وعندما يكون التشوه شديداً نحصل على نوع من البودرة أو ما يعرف بالميلونيت Mylonite. وعندما تكون الميلونيت ناعمة والحرارة مرتفعة تتشكل نطاقات مسحوقة ليفية تبدي نوعاً من الشرائط Rubanement وهذا ما يعرف باسم التاكيليت الكاذب Pseudo-tachylites.

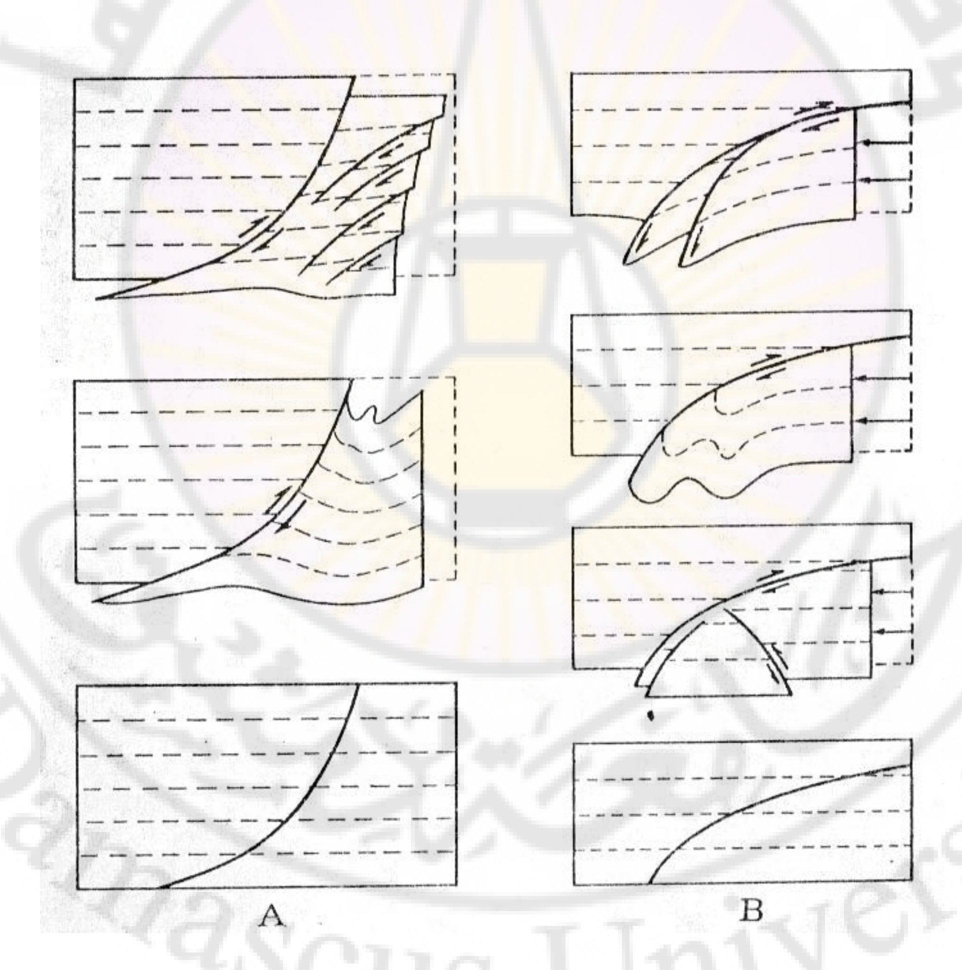
أما ميل الفالق فيختلف جداً إذ أنه لدينا جميع المراحل الانتقالية بين فالق شديد الميل (قائم) وفالق أفقي، ويتغير ميل الفالق تبعاً للعمق والليتولوجيا.



شكل 26.5

فالق مقلوب يتلاشى نحو الأعلى نتيجة للتباين الليتولوجي بين المستويات السفلى السوداء والعليا البيضاء.

يختلف ميل الفالق جداً حسب العمق، فمعظم الفوالق المتشكلة مع أعماق كبيرة والتي تكون مرافقة بتشوهات بلاستية، هي ذات ميل ضعيف أو أفقية. وفي أعماق أقل تنتشر فوالق ذات ميل من 45°- 70°، ولكنها مع الاقتراب من السطح تعود لتصبح نائمة، مشكلة تراكبات ذات أسلوب تكتوني، يختلف عن ذلك الذي تبديه الفوالق العميقة، وذلك في حالة الطبقات الكريستالية. أما في حالة طبقات رسوبية فإنه من الشائع باستمرار أن يتحول فالق مقلوب سطحي مع الأعماق إلى التواء فالقي Pli-falle ثم إلى طية (شكل 27.5).



شكل 27.5

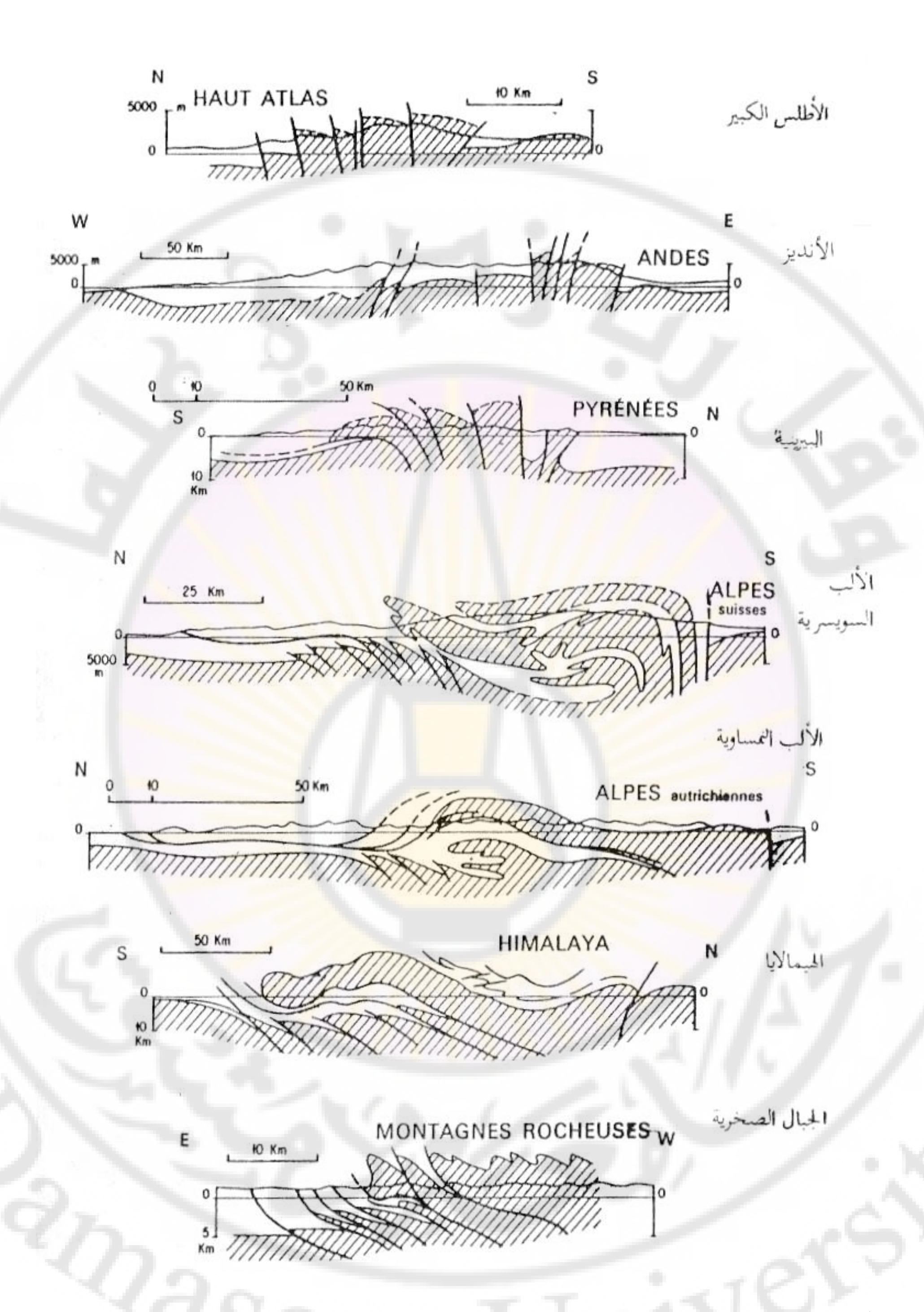
التطورات التي تلحق بالفوالق المقلوبة مع العمق. A- حالة فوالق يزداد ميلها نحو الأعلى B- فوالق يزداد ميلها نحو الأسفل

أما تأثير الليتولوجيا فمن المعروف أن الفوالق تكون أكثر ميلاً كلما كانت المواد أكثر مقاومة للتقطع. فمثلاً في الغرانيت نحصل على فوالق بميول 60^{o}، بينما في المارن تكون هذه الميول بحدود 30^{o}. غير أنه لا توجد قاعدة دقيقة، هذا إذا لم نأخذ عدم التجانس بالحسبان. فإذا كانت الصخور غير متجانسة، كما هي الحال بالنسبة لمعظم الصخور، فإن الفوالق تتأثر بعدم التجانس. هذا وتشير التجارب إلى أن الفوالق المقلوبة تتوضع بالنسبة لمعظم الصخور بشكل موازٍ لمستوى عدم التجانس عندما يصنع هذا الأخير 30^{o} مع مستوى التقطع، وهذا الرقم ليس إلا وسطياً يتغير مع الصخر ومع أهمية عدم التجانس.

A- الفوالق المقلوبة والتراكبات Failles inverses et chevauchements

إن الجزء الأعظم من أسباب تقصر السلاسل الجبلية يعود للفوالق المقلوبة. ويمكن تقسيم الصخور المقصرة إلى مجموعتين: من جهة هناك قاعدة قديمة مكونة كلياً من مواد كريستالية صلدة مشتركة أو غير مشتركة، مع رسوبات قديمة ملتوية، ومن جهة أخرى هناك غطاء رسوبي حديث يتوافق مع مواد سهلة التشوه. وينتج عن ذلك أننا نكون غالباً بصدد رسوبات حديثة ملتوية متوضعة فوق قاعدة قديمة متكسرة. إن أسلوب هذه الكسور يختلف تبعاً للتيولوجيا والأعماق. وقد تختفي هذه الكسور ليحل محلها التواءات تتم تحت شروط عالية من الضغط والحرارة. وهكذا فعلى مستوى القاعدة يمكننا أن نرى مختلف البنيات ما بين الفوالق المقلوبة الواضحة، والمتشكلة على أعماق منخفضة، والفوالق اللدنة العميقة التي تتحول إلى طيات. والشكل (28.5) يوضح المظهر العام لهذه الفوالق في سلاسل مختلفة حيث تزداد شروط الضغط والحرارة.

إن عملية القص التي تتولد في القاعدة تصيب حتماً المجموعة الرسوبية الملتوية، أو المتوضعة فوقها، ولكن بطرق مختلفة. فإذا كان الفالق المقلوب الذي يصيب القاعدة ذا رمية صغيرة فإنه يخمد قبل أن يصيب الغطاء الذي يلتوي بشكل يترافق مع أثر الفالق. وأما إذا كانت الرمية كبيرة كما هي الحال في بعض الفوالق المستوية في الألب، حيث تصل هذه الرمية عدة عشرات الكيلومترات، فإن الفالق يصيب المجموعة الرسوبية. وهكذا تتولد في الغطاء الرسوبي تراكبات ذات رميات أفقية تصل عدة عشرات الكيلومترات. ويمكن أن نعد القسم الأعظم من الرسوبات التي تظهر في السلاسل الجبلية هي نتيجة القص العميق.



شكل 28.5

مقطع عام لمجموعة سلاسل تبين شدة الفوالق المقلوبة. بالأبيض رسوبات حديثة، بالمائل قاعدة قديمة (كريستالية أو غير ذلك) لمجموعات رسوبية.

Damascus University

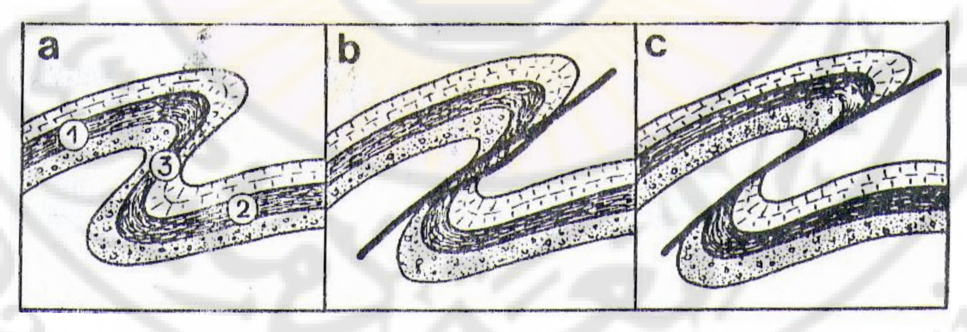
إن الانتقال من الطي المقلوب إلى الطي الفالقي يمر بثلاث مراحل (شكل 29.5):

. **المرحلة الأولى**: طي ذو جناح مقلوب متخصر Pli à flanc inverse étiré حيث، تحت تأثير الضغط الجانبي، يبدأ الطي بشكل مستقيم، ثم شيئاً فشيئاً يبدأ بالانقلاب ففي حال استمرار الضغط التماسي بالتأثير، يميل الجناحان العاديان إلى التحدب في حين يميل الجناح المقلوب الذي يقع تحت تأثير الشد إلى التخصر والتصفح، إذا سمحت بذلك خواصه الميكانيكية.

. **المرحلة الثانية**: تمزق الجناح المقلوب، فمع استمرار الضغط يتجزأ الجناح المقلوب المتخصر، ويمكن للأجزاء المتكسرة أن تحفظ في تسلسل غير طبيعي مشكلة تمزقات انضغاطية.

. **المرحلة الثالثة**: تشكل الطي الفالقي: حيث يختفي الجناح المقلوب تماماً، ويحل محله فالق يفصل بين الجناحين العاديين. ويعرف هذا النوع بفوالق التغطية Failles de recouvrement بالمقابل مع الفوالق الانهيارية Failles d’éffonderment، التي تنتج عن التشققات العمودية وهي جميعاً فوالق مطابقة.

قد يتحول الطي الفالقي إلى أغطية شاريارية* Nappes de charriage عندما يكون الانتقال النسبي للمفصلين مهماً جداً.



شكل 29.5

مراحل تحول الطي المقلوب إلى طي فالقي.

* استخدمت عبارة Nappes de charriage بمعنى أغطية شاريارية أو أغطية تحميل في أماكن مختلفة من الكتاب.

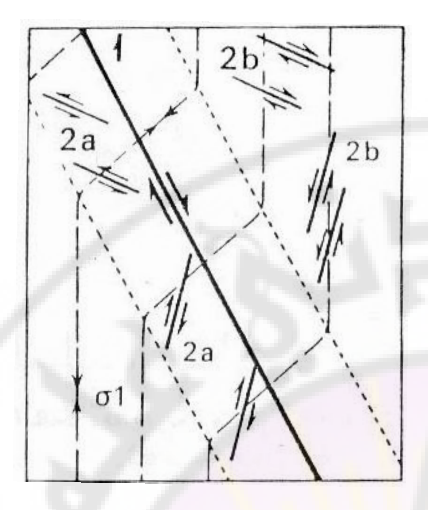
B- الانزلاقات Les décrochements

تحدث الانزلاقات على كل المقاييس.فهناك العديد من الانزلاقات التي تستمر بشكل مستقيم على مسافات طويلة، تصل عدة مئات الكيلومترات مصيبة القشرة بكاملها. وهناك أيضاً ما يرافق الالتواءات ويكون محدود الامتداد، وفي كلتا الحالتين هناك عامل ثابت دوماً، وهو أن الصخر الذي يصيبه الانزلاق يتعرض لتضييق وتطاول في الوقت نفسه.

لا بد من الإشارة إلى أنه ليس من الضروري أن تكون الانزلاقات عمودية، وأن الكثير من الفوالق التي تبدو للوهلة الأولى مقلوبة ليست في الحقيقة إلا انزلاقات، ولا يمكن التأكد من ذلك إلا بملاحظة التحززات على سطح الفالق. إن دراسة هذه التحززات ذات أهمية كبرى وأساسية في فهم هذه الانزلاقات ودراستها، لأنها الوسيلة الوحيدة لتوضيح الانزلاقات، وتحديد فيما إذا كانت داخلية Senestre (يسارية) أو خارجية Dextre (يمينية). بالإضافة إلى ذلك فإنه في حالة انزلاق عميق قد تتشكل شستزة مشابهة لتلك التي ترافق الفوالق المقلوبة العميقة. ولكن في هذه الحالة تكون الشستزة عمودية وليست أفقية. وهذا يعني أن الانزلاقات في النطاقات العميقة تعرف من الشستزة، وليس من التحززات، ولكن تحديد اتجاه الانتقال يكون صعباً.

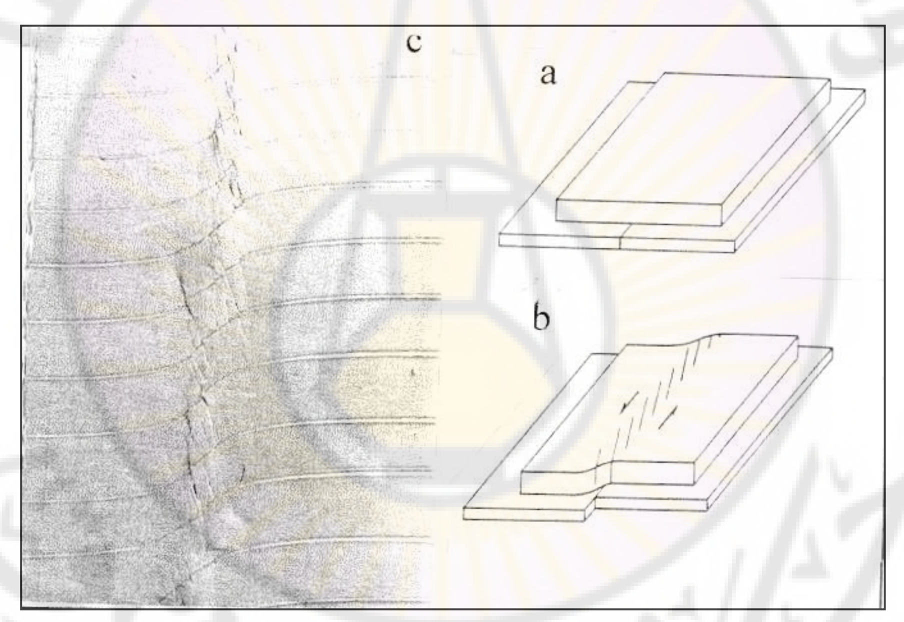
تشير الدراسات والخبرة إلى أن الانزلاقات أكثر انتشاراً مما هو معروف. إن كل انكسار مستقيم وعمودي يجب أن ينظر إليه على أنه انزلاق، وأن أغلب الوديان المستقيمة ليست إلا انزلاقات، وبشكل عام تتوافق الانزلاقات مع صخور مسحوقة roches broyées أكثر طراوة tenders يسهل على التعرية إزاحتها.

إن تشكل الانزلاقات وعملها يقتضي حقلاً من الجهود محدداً ويتميز هذا الحقل بوضع أفقي لكل من σ_1 ، σ_3 . ويوضح هذا الحقل وجود اتجاهات تقصير وتطاول أفقية (شكل 30.5)، فإذا تم تحديد اتجاه σ_1 أو اتجاه التقصير فإنه يمكن مباشرة تحديد فيما إذا كان الانزلاق داخلياً أو خارجياً. وبالعكس فإذا صودف في الحقل انزلاقات في كل الاتجاهات، وتم تحديد فيما إذا كانت داخلية أم خارجية، فإنه يمكن إعادة بناء اتجاه التقصير. ويوضح الشكل (31.5) المراحل المبكرة لانزلاق تجريبي أصاب صفيحة من الغضار.



شكل 30.5

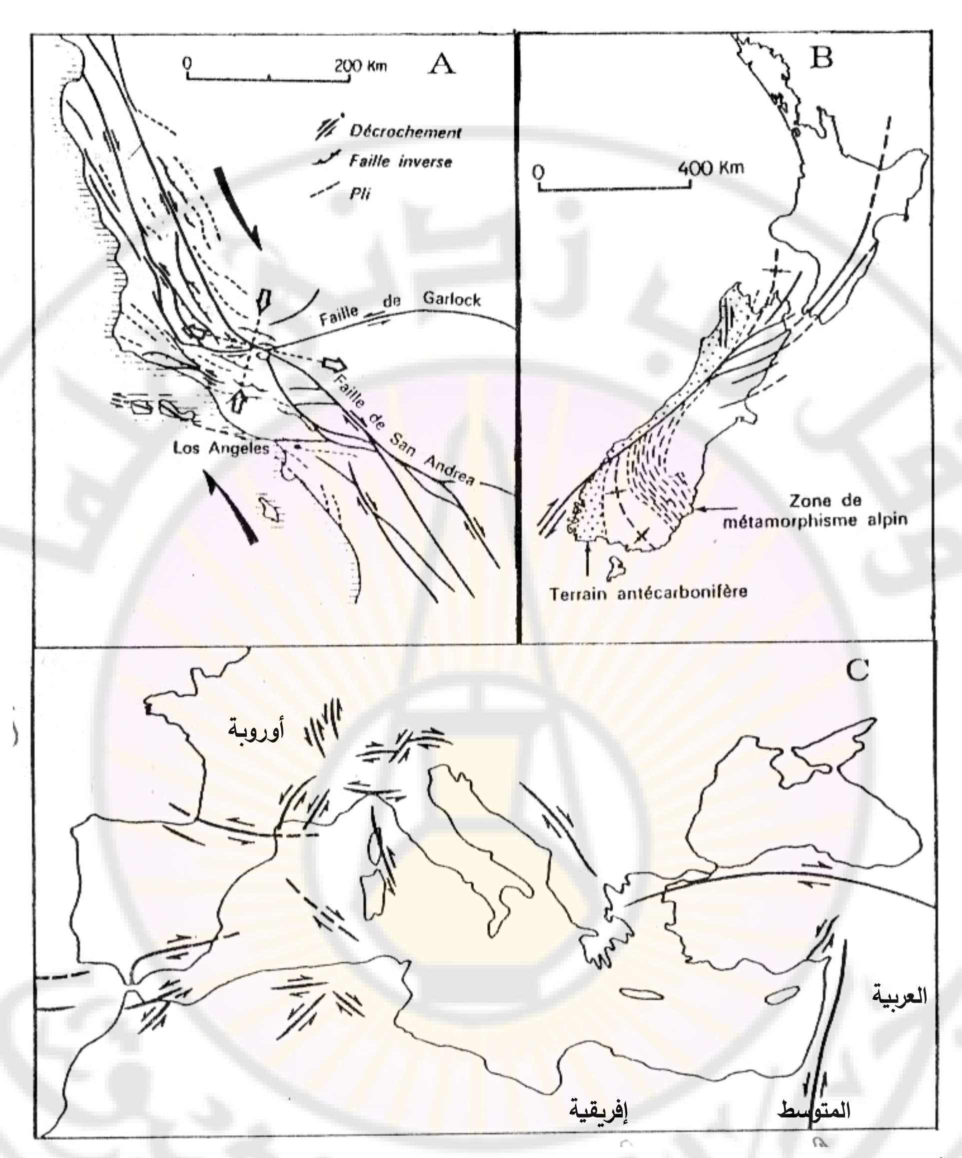
توضيح مختلف الجهود لانزلاق. σ_1 يغير من اتجاهه. لاحظ الانزلاقات الثانوية في الأطراف. 2a ذات رميات داخلية أو خارجية مختلفة عن تلك التي نصادفها بعيداً 2b.



شكل 31.5

مظهر يوضح المراحل المبكرة لانزلاق تجريبي أصاب صفيحة من الغضار حسب اختبار ريدل (Riedel). a– صفيحة غضارية قبل الاختبار، (b) توضيح تخطيطي للانزلاق (c) نتائج الاختبار الواقعية.

وتوضح الأشكال (5. 32 ,33 ,34) نماذج لبعض الانزلاقات الشهيرة في مناطق مختلفة من العالم، ولا سيما انزلاق سان اندرياس San Andréas في كاليفورنيا، وانزلاق نيوزلندة وانزلاقات السلسلة الألبية، وانزلاقات فرنسا وجنوب اسبانيا من عمر ما بعد هرسيني، وعلاقة الانزلاقات بالطي حيث يمكن التمييز بين:



شكل 32.5

نماذج لانزلاقات شهيرة في العالم

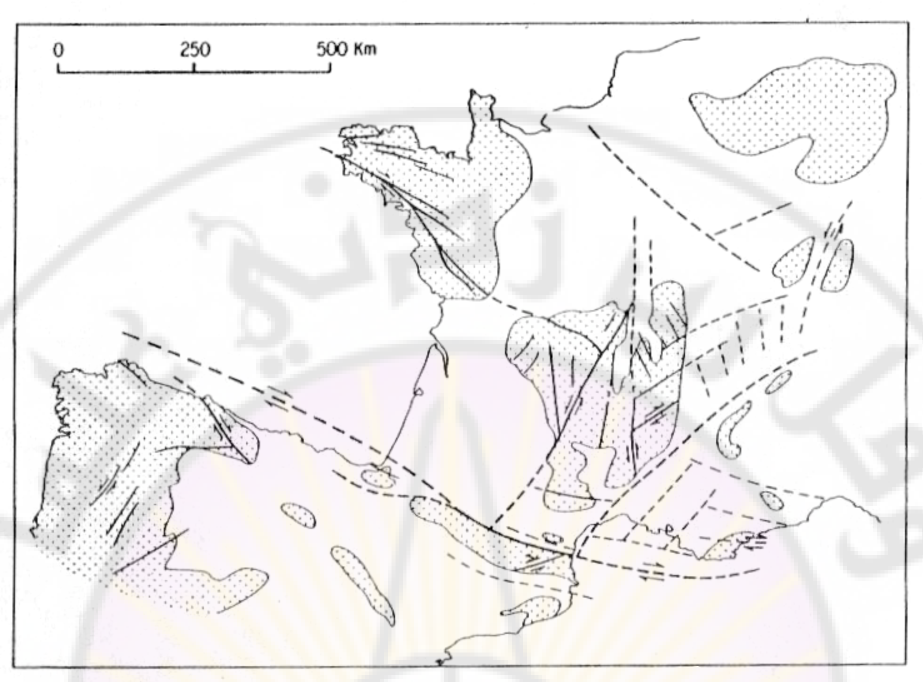
A- انزلاق سان اندرياس. لاحظ اتجاه التطاول والتقصير. B- فالق نيوزلندة الألبي. لاحظ التواء (فتل) البنيات بفعل عمل الانزلاقات اليسارية. C- بعض انزلاقات السلسلة الألبية.

. انزلاقات تشكلت في أثناء الطي (شكل A, 34.5)

. انزلاقات معاصرة للطي لكنها ناجمة عن رمية الفوالق السابقة للطي. (شكل B, 34.5).

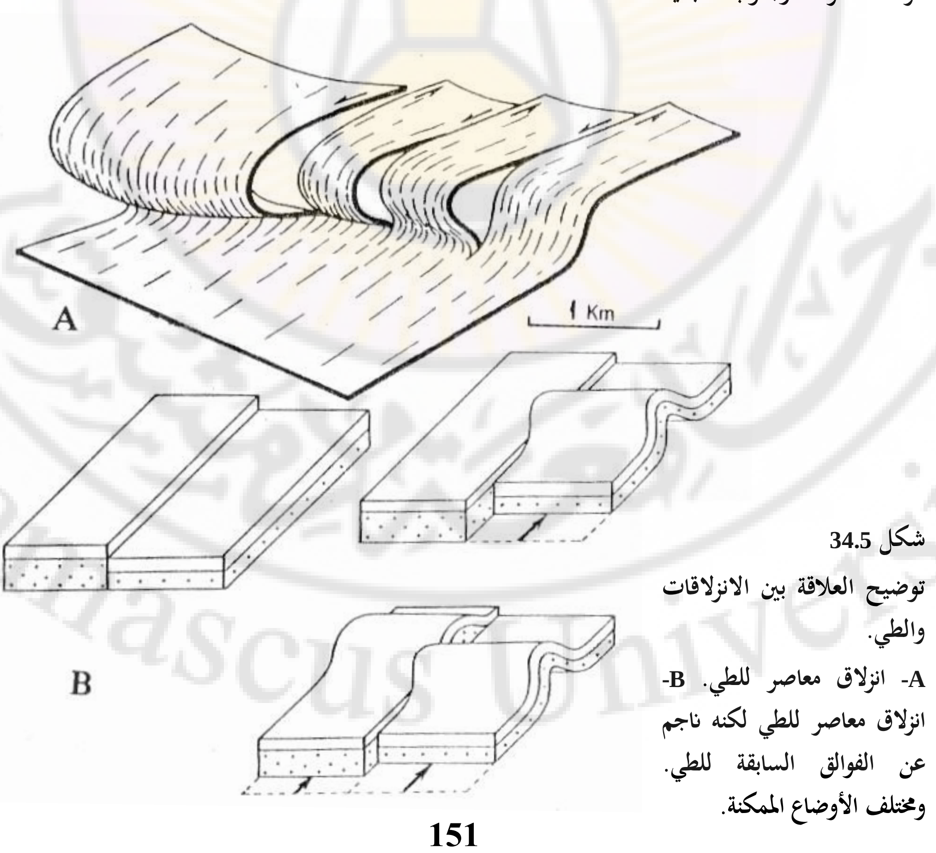
ومن الأمثلة على ذلك انزلاقات الجورا في فرنسا.

Damascus University



شكل 33.5

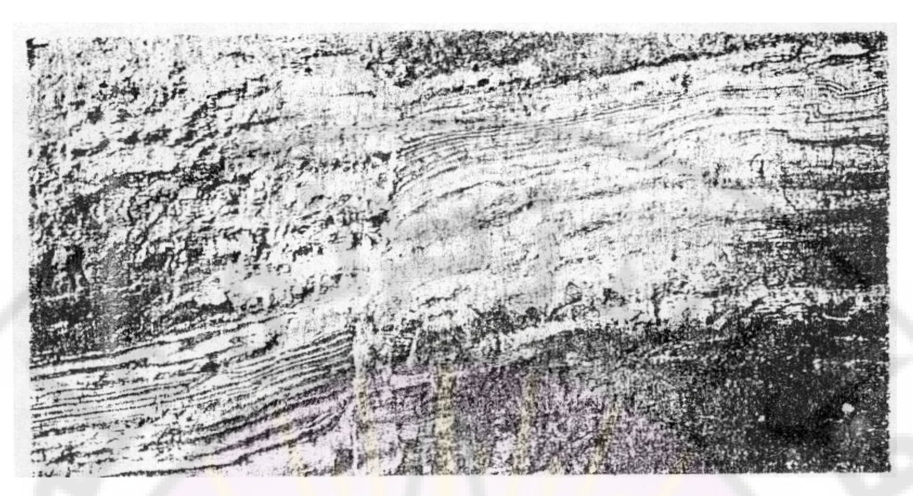
انزلاقات فرنسا وجنوب اسبانيا المتشكلة لاحقاً



شكل 34.5

توضيح العلاقة بين الانزلاقات والطي.

A- انزلاق معاصر للطي. B- انزلاق معاصر للطي لكنه ناجم عن الفوالق السابقة للطي. ومختلف الأوضاع الممكنة.



شكل 35.5
فالق جاذبية (عادي).

■ فوالق الجاذبية (الفوالق العادية) Failles de gravité

يتحرك الجدار المعلق إلى الأسفل، وينجم من جهد شاقولي وتعرف بالفوالق العادية، وقد تتشكل إما لتطاول (مط) القشرة أو كنتيجة للطي، وتترافق هذه الفوالق مع المحدبات. ومن الأمثلة عن هذه الفوالق:

. الفوالق الطولانية والفوالق العرضانية

. الأغوار والنجود Crabens et horsts

. الأحواض اللاحقة للتكتونيك basins post-téctoniques

. أغوار قمم الأعراف المحيطية

. الفوالق السلمية

ويبين الشكل (35.5) صورة حقلية لفالق جاذبية (عادي).

5-1-7- القرائن الدالة على الفوالق indices des failles

هناك العديد من المظاهر والقرائن الدالة والمرافقة للفوالق نذكر أهمها:

. انقطاع الطبقات وعدم استمرارها مفاجأة.

. تكرار الطبقات وحذفها، ويوضح الشكل (36.5) مقطعاً لخريطة تبين تكرار الطبقات وحذفها، ومخططات لفوالق يظهر فيها انقطاع الطبقات وتكرارها.

. الظواهر المميزة لمستوى الفوالق ونذكر أهمها:

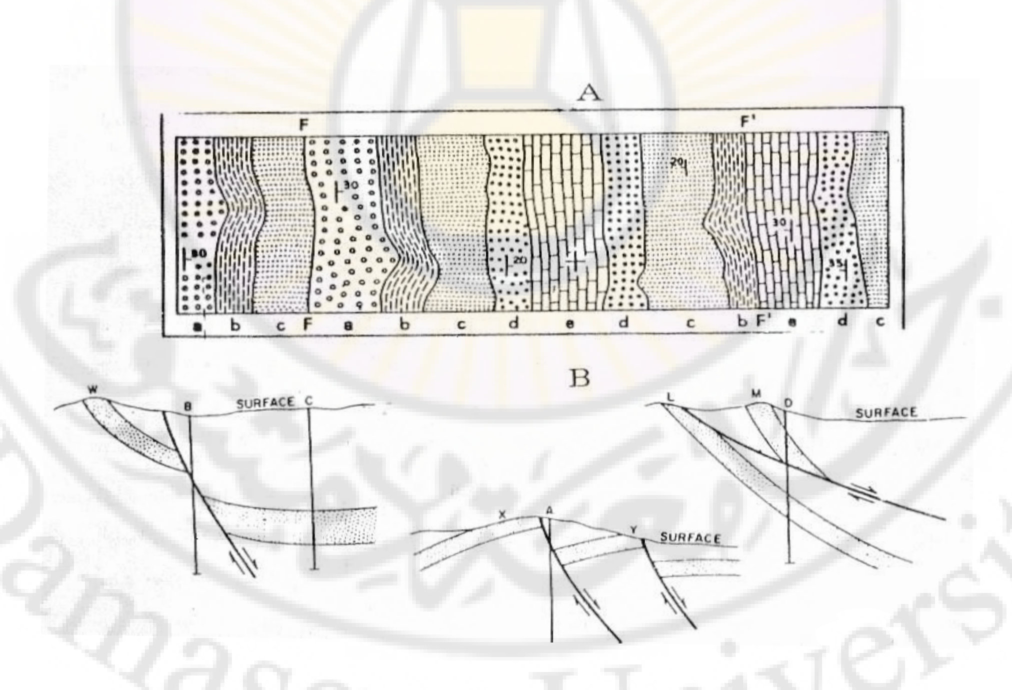
1- التحززات stries التي تتشكل نتيجة انزلاق إحدى الكتلتين على الأخرى، وهذه كما سنلاحظ تسمح بتحديد اتجاه الانتقال (شكل 5.5).

2- تغير سحب الطبقات أي ميلها نتيجة الفالق وبخاصة على سطح الفالق (شكل 9.5).

3- تشكل البريش والميللونيت (شكل 20.5).

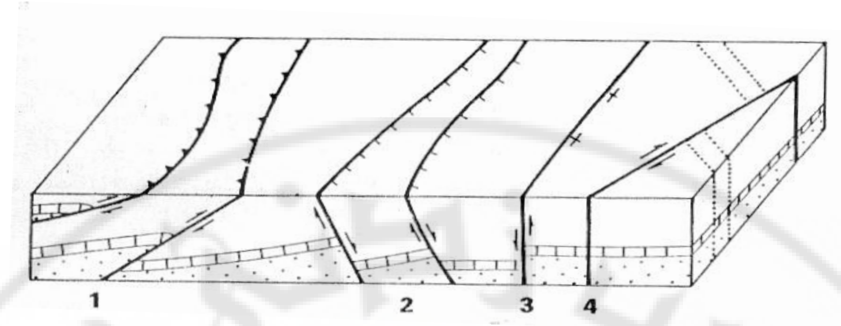
. التباين في سحن الصخور الرسوبية؛ أي تغير التدرج الطبيعي لمختلف الصخور المجاورة. وعلى سبيل المثال فمن المعروف أنه لدى الانتقال من شاطئ البحر نحو القارة نكون أمام: سحنة رملية، سحنة رملية وطين صفيحي، سحنة كلسية... الخ. ولكن هذا التدرج يختلف بحدوث فالق، ولا يتغير إذا أصابه التواء.

. اختلاف الأعمار على جانبي الفالق، ولا يمكن تمييز ذلك إلا إذا كانت رمية الفالق كبيرة، حتى يمكن التأكد من هذا العامل.



شكل 36.5

خريطة تبين انقطاع الطبقات وتكرارها (A) وفوالق تظهر بوضوح انقطاع الطبقات (B).



شكل 37.5

تمثيل الفوالق على الخرائط. 1- فالق مقلوب، 2- فالق عادي، 3- فالق عمودي، 4- انزلاق.

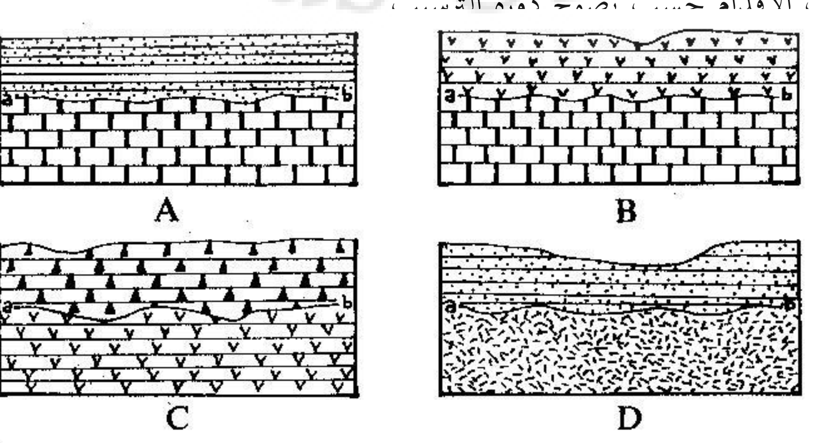
5-1-8- تمثيل الفوالق Representation des failles

عندما تمثل الفوالق بمقاطع أو بخرائط فيجب العمل على تمييز الأنواع المختلفة منها، وإلا يمكن الخلط بين فوالق عادية ومقلوبة، أي الخلط بين فوالق التباعد والانضغاط. وكثيراً ما يلاحظ ذلك في الخرائط الجيولوجية ويعود إلى جهل الجيولوجي الذي ينشئ الخريطة بهذه الأنواع. والشكل (37.5) يوضح تمثيل مختلف أنواع الفوالق.

5-2- الفوالق وعدم التوافق Les failles et la discordance

إن دراسة عدم التوافق تأخذ أهميتها من كون بنيات عدم التوافق هي مظاهر بنيوية من جهة، وتختلط مع الفوالق من جهة أخرى، وأخيراً يمكن استخدامها في تأريخ الحوادث التكتونية عدا عن ارتباط كثير من التجمعات النفطية والمعدنية بها.

إن عدم التوافق هو عبارة عن سطح حتي أو انقطاع في الترسيب يفصل بين صخور قديمة وأخرى أحدث منها، ويشمل عدم التوافق مراحل عدة: في المرحلة الأولى تتشكل الصخور الأقدم، ثم تحصل عملية رفع هذه الصخور وتعريتها، وأخيراً توضع الطبقات الأحدث، فوق السطح الحتي للطبقات القديمة. ويدخل في تشكيل عدم التوافق صخور مختلفة المنشأ: رسوبية، بركانية، مهلية اندساسية أو صخور استحالية. ويبين الشكل (38.5) نطاق عدم التوافق والصخور التي تفصل بينها. يختلف السطح التضاريسي لعدم التوافق كثيراً، وارتفاعاته متباينة إذ تصل مئات وآلاف الأقدام حسب نضوج دورة الترسيب.



شكل 38.5

مقاطع جيولوجية لعدم التوافق.

A- عدم توافق بين صخور كلسية ورملية أو صفيحية. B- عدم توافق يفصل بين صخور كلسية وبركانية C- عدم توافق يفصل بين صخور بركانية من عمرين مختلفين. D- عدم توافق بين غرانيت وصخور صفيحية. E- عدم توافق بين غرانيت وصخور بركانية.

5-2-1- أنواع عدم التوافق Differents types de la discordance

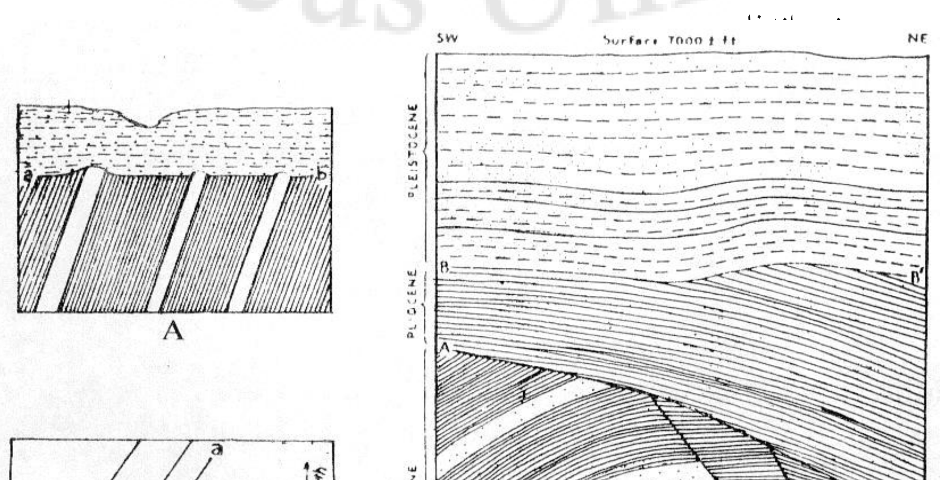
هناك أنواع متعددة لعدم التوافق يتم التمييز بينها بالاعتماد على الصخور المتعلقة بها، وعلى التاريخ التكتوني الذي تعرضت له وهي: عدم التوافق الزاوي، اللاتوافق، عدم التوافق المحلي والتباين.

آ ـ عدم التوافق الزاوي: تكون الصخور على جانبي عدم التوافق غير متوازية (شكل 39.5) بل تصنع فيما بينها زاوية.

ب ـ اللاتوافق: تكون التشكيلات على طرفي عدم التوافق بشكل متوازٍ، وتشير إلى انقضاء حقبة زمنية طويلة بين تشكيلتي الصخور الواقعة تحته وفوقه، إذ قد يصيب تشكيلة بكاملها. أما إذا كان زمن الانقطاع قصيراً يشمل جزءاً من تشكيلة، أو حتى طبقة واحدة سمي اللاتوافق ثغرة، وهناك جميع التدرجات بين الثغرة واللاتوافق.

ج ـ عدم التوافق المحلي: يشابه عدم التوافق المحلي اللاتوافق، ولكنه ذو امتداد ويمثل مدة زمنية زمنية محدودة.

د ـ التباين: ويستخدم في حالة كون الصخور القديمة الواقعة تحت فاصل عدم التوافق من



شكل 39.5

عدم توافق زاوي في مقطع A وفي خارطة B وحسب معطيات الآبار C.

5-2-2- طرق تمييز عدم التوافق Distenctiou de la discordance

يعتمد تمييز التوافق على طرق متعددة نذكر منها بإيجاز:

1- المشاهدة الحقلية المباشرة للتكشفات، ولا سيما إذا كانت كبيرة الامتداد حيث يلاحظ الآتي:

. توازي الطبقات ففي حالة عدم التوافق الزاوي فإن المقاطع الرأسية تظهر نقصاً في توازي الطبقات.

. وجود حصى كونغلوميراتية في أسفل أول طبقة تتوضع فوق عدم التوافق، منقولة من أعلى طبقة موجودة فوق سطح عدم التوافق.

. التمايز في اللون بين الطبقات الموجودة في أسفل وأعلى فاصل عدم التوافق، أو وجود تموج في السطح الفاصل.

. وجود الاركوز دليل على وجود تباين أو وجود فتات صخور اندفاعية قديمة.

. فواصل التباين المختلط الناجم عن سطح تعرية مع تربة متبقية.

2- المسح الجيولوجي والخرائط الجيولوجية. كما هو موضح في الشكل (40.5).

3- الاختلاف الشديد في درجة التصلب حيث يلاحظ توضع صخور هشة فوق صخور متماسكة. ولكن يجب النظر إلى ذلك بحذر لأن التصلب قد يكون محلياً أو قد تتحول الصخور المتماسكة إلى رمل وغضار.

4- الاختلاف في درجة الاستحالة: فالطبقات الأقدم درجة استحالتها أشد.

5- الاختلاف في درجة الطي: الطي أقل الشدة هو لصخور أحدث توضعت فوق الصخور الأكثر التواء.

6- العلاقة مع الصخور الاندساسية: قد يفصل الغرانيت بين تشكيلتين (شكل D, 40.5) ففي هذه الحالة تحوي التشكيلة (3) على فتات من الغرانيت، أي أنها أحدث وتوضعت بعدم توافق فوق الغرانيت بينما التشكيلة (1) هي الأقدم.

7- المستحاثات: وهذه تسمح إن وجدت بتحديد العمر وتمييز عدم التوافق.

3-2-5- تمييز عدم التوافق من الفوالق

الدلائل المعتمدة كثيرة وسنذكر أهمها:

1- في حالة كون ميل الطبقات على جانبي الفاصل موازياً له نكون بصدد فالق، أما إذا كان عكس ذلك فنكون بصدد عدم توافق (شكل 41.5).

وفي حالة عدم إمكانية ملاحظة الفاصل، فإن هذا الفاصل هو فالق إذا كانت 8, 7, 6, 5... إلخ أقدم من 1 ,2 ,3 ,4 ,5 (شكل 41.5).

2- الطبوغرافيا: إذ يكون ميل عدم التوافق موازياً لانحدار الطبقات، أما الاختلاف بين الميلين يسمح بالتفكير بوجود فالق.

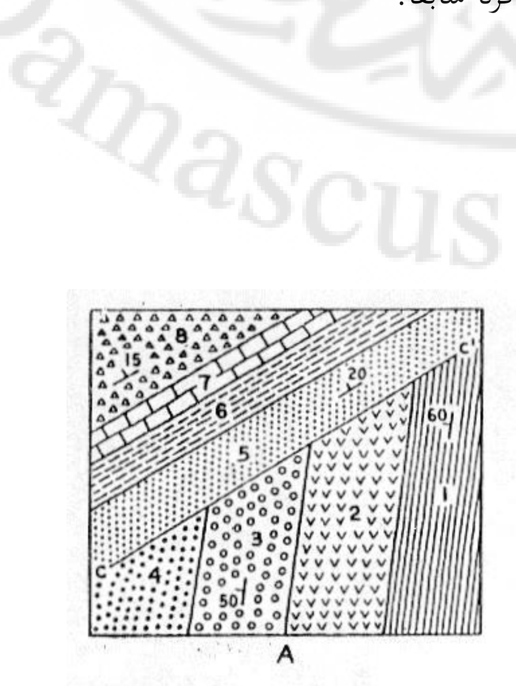
3- الاعتماد على الحصى والكونغلوميرا كما ذكرنا سابقاً.

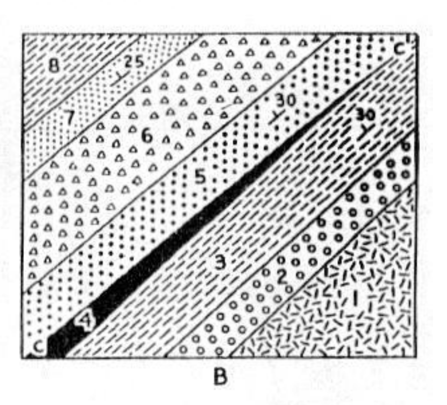
4- الاعتماد على وجود المستحاثات.

5- تحديد العمر المطلق بالطرق الإشعاعية.

6- الترسيب والتكتونيك.

Damascus University

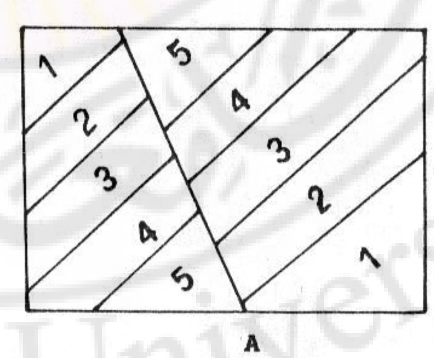


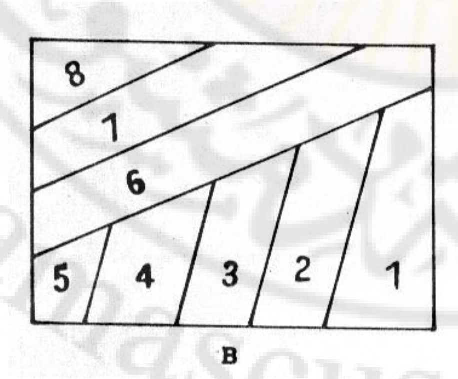


شكل 40.5

خرائط جيولوجية تبين عدم التوافق وحالاته.

A- عدم توافق زاوي B– اللاتوافق C– تباين D– تباين وفاصل اندفاعيات.





شكل 41.5

الفوالق وعدم التوافق. A– فالق B– عدم توافق

Damascus University

5-3- الشقوق Fissures

الشقوق والفواصل انفتاحات تنتشر في الصخور والكتل الصخرية، وتكون أطوالها أكبر بكثير من البعدين الآخرين، النسبة بين الطول والعرض تزيد عن 10^2 وغالباً بين 10^3-10^5.

لقد شكلت دراسة هذه التشققات مادة مهمة منذ بداية الستينات واستخدمت في مجالات عديدة، ولا سيما في فهم الخواص البتروفيزيائية للصخور وعلاقتها بالضغط والحرارة المطبقة عليها، إضافة إلى تطبيقات أخرى في مجالات متعددة في الجيولوجيا الاقتصادية، في علم الريولوجيا، وحتى في مجال دراسة الزلازل والهزات الأرضية.

5-3-1- تسمية الفواصل والشقوق (عرقية) Nomenclature

نميز في الفواصل والشقوق بين حالتين حسب المقياس، فعلى المقياس الفلزي نميز بين:

1- تشققات أطراف الحبيبات وتشترك مع الحدود الفاصلة بين أطراف الحبيبات بشكل ينسجم معها أو يخالفها.

2- تشققات داخل الحبيبة وتشققات لا تصيب إلا فلزاً واحداً ولا تتجاوز أطرافه بالتتابع قاطعة أطرافها.

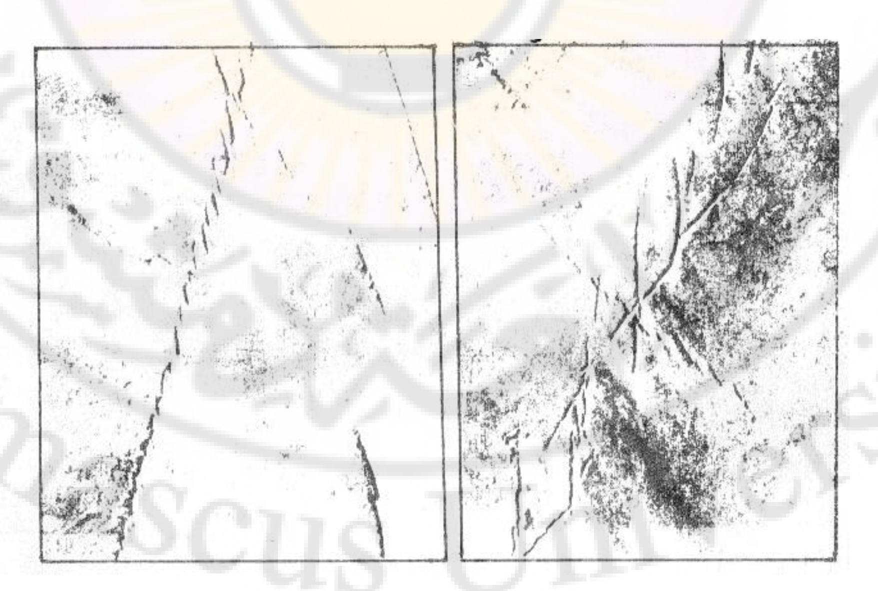
3- تشققات متعددة الحبيبة تصيب عدة فلزات وتقطع أطرافها.

أما على المستوى الصخري فتتخذ هذه الفواصل مدلولاً عاماً أكثر من عبارة دياكلاز diaclase التي تعني بشكل محدد، فواصل غالباً عمودية على التطبق، أو متعامدة بعضها مع الآخر. أما الفواصل فتتوضع بشكل غير منتظم بالنسبة للتطبق، ويمكن على سبيل المثال أن تكون موازية له.

عندما تكون الكسور، «الفواصل»، بدون تحززات مفتوحة فنطلق عليها تشققات fissures أو فتحات fentes (صدوع) وعندما تمتلئ هذه الأخيرة بفلزات حديثة التشكل néoformés فنكون بصدد عروق felons أو شريان veine لنفس الحالة. وغالباً ما تكون هذه العروق أو العريقات أو الشرايين مملوءة بالكالسيت أو الكوارتز (شكل 42.5) ويمكن بشكل استثنائي أن تمتلئ الشقوق بمواد بركانية فتسمى عندئذ دايكات «جدات» dykes وهذه تميز بدقة شبكة الفواصل (شكل 43.5).



شكل 42.5
عروق ستيللوليتية من الكالسيت.



شكل 43.5
عروق صخرية مليئة بمواد بركانية.

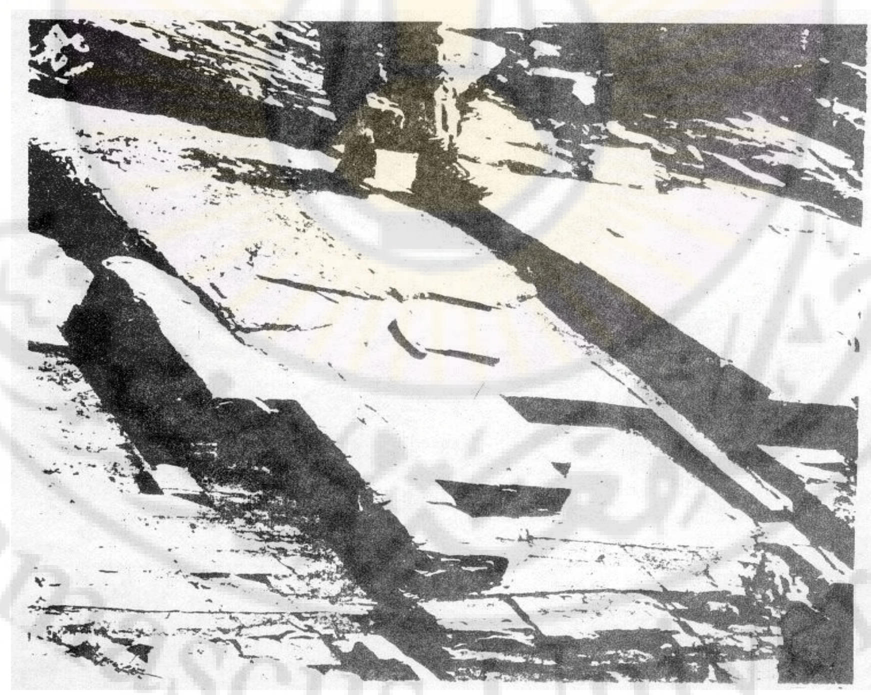
Damascus University

5-3-2- أهمية الشقوق في الجيولوجيا، الهندسة المدنية والإنشاءات Role des fissure en géologie, en genie civil et en constructions

تلعب الشقوق دوراً مهماً في الجيولوجيا. وهذا الدور قد يكون سلبياً أو إيجابياً ففي الحالة الأولى تشكل هذه الشقوق نقاط ضعف عند إشادة بعض الإنشاءات الكبيرة كالأبنية، الجسور والسدود... الخ. بينما بالمقابل تشكل عاملاً مهماً في تواجد الخامات المفيدة، ولا سيما المكامن المفيدة السائلة والصلبة واستثمارها. فهذه الشقوق كما ذكرنا تسهل استثمار المقالع الصخرية لأنها تقطع هذه الكتل إلى عناصر صغيرة (شكل 44.5) كما أنها تؤدي دور المسامات في الصخور الكتلية، وتكسبها نفوذية عالية تسمح لها بتخزين السوائل كالنفط والمياه الجوفية.

وفي بعض الحالات تتوضع فيها مواد ومعادن «عروق» تستثمر، ولا سيما عروق النحاس، الكروميت والذهب... الخ.

وأخيراً فإن دراسة التوجه المفضل لهذه الشقوق يسمح بتوجيه أعمال التنقيب، وذلك لأن الاتجاه يتميز بمعامل تشقق وكثافة عاليتين.



شكل 44.5

صورة حقلية لفواصل ذات اتجاهات مختلفة تقطع كوارتزيت استحالي، ويلاحظ أن هذه الفواصل متقاطعة بشكل متعامد بعضها مع الآخر.

5-3-3- تصنيف الشقوق Classification des fissures

يستخدم في تصنيف الشقوق نفس المعايير المستخدمة في تصنيف الفوالق وهكذا نميز بين تصنيف هندسي ومنشئي.

ومن باب التذكير يميزون هندسياً بين:

شقوق طولانية، شقوق عرضانية، شقوق قطرية (منحرفة) بالنسبة للبنيات الجيولوجية، شقوق الاتجاه، شقوق الميل، شقوق منحرفة، شقوق التطبق بالنسبة لعلاقتها مع التطبق. أما من حيث المنشأ فيميزون بين شقوق تباعد fissures d'éxtension وشقوق انضغاط fissures de compression (شكل 45.5).

بالنسبة للمجموعة الأولى فإن عائلة الشقوق الأكثر وضوحاً تكون عادة عمودية على اتجاه التطاول. وكمثال عليها الشقوق الناجمة عن تقطع الغضار مخبرياً، وتشاركها عائلتان أخريتان متقاطعتان موازية للفوالق العادية (شكل a, 45.5).

أما بالنسبة للمجموعة الثانية فيصادف، بالإضافة إلى الشقوق المتقاطعة الموازية للفالق المقلوب، عائلة من الشقوق عمودية على المحور B للفوالق (شكل b, 45.5).

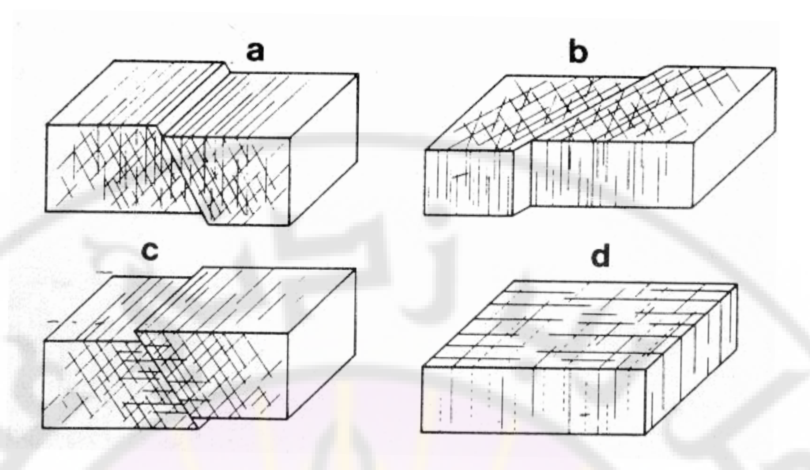
قد تتشكل شقوق التباعد والانضغاط في الوقت نفسه الذي يحدث فيه الالتواء تحت تأثير حقل الجهود نفسه. وفي هذه الحالة من الممكن أن يتحول شق إلى فالق، مؤدياً إلى ظهور التحززات.

إضافة إلى ما سبق هناك شقوق تتشكل بعيداً عن التباعد والانضغاط بترافق للانزلاقات أو برفع الضغط عنها، كأن يرتفع الصخر من أعماق كبيرة إلى السطح وهذه تكون متوضعة بشكل غير منتظم (شكل c, d. 45.5).

وقد وضع حديثاً تصنيف منشئي للشقوق الصخرية يعتمد على توضع هذه الشقوق، شروط تشكلها، وعلاقتها بالجهود المختلفة حيث نميز:

- **تشققات أطراف الحبيبات Dpdt**

وتتشكل على الحدود بين فلزين أو عدة فلزات وترتبط بتوجه إحدى هذه الفلزات بالنسبة للأخرى، وكذلك مع مقاومة الفلزات. ويتوقف منشأ هذه التشققات على التمدد الحراري الخطي، معامل الانضغاط، أو ارتصاص ومقاومة الفلزات. ومثل هذه التشققات تميز الصخور الاندفاعية، كما أنها تتشكل بفعل حراري تحت ضغط جوي وإجهاد غير هيدروستاتيكي.



شكل 45.5

علاقة شقوق التباعد والانضغاط بالفوالق العادية والمقلوبة والانزلاقات.

a- شقوق مشاركة لفالق عادي، b- شقوق مرافقة لفالق مقلوب.

c- شقوق مرافقة لانزلاق، d- شبكة شقوق لا على التعيين.

■ **تشققات الشد Frtcaturation de stresse**

وتقتصر بشكل عام على فلز واحد دون أن تمس الفلزات المجاورة. وتصنع عادة زاوية 40-50° مع القوى المشكلة لها. وتنشأ نتيجة للاختلاف في خصائص المرونة بين الفلز المتشقق والفلزات المجاورة. وهي ذات مدلول مهم بالنسبة لتقدير نسبة التشوهات وأهميتها.

■ **تشققات شعاعية متمركزة حول فلز محاط بآخر Fracturations radiares**

وتتشكل نتيجة الاختلاف الحجمي بين الفلز المحاط والفلز المحيط، وكذلك بفعل التباين في معامل التمدد. فإذا كان المعامل للفلز المحاط أقل منه للفلز الضيف حصلت هذه التشققات حول الفلز الداخلي أو المحاط (الضيف). وفي الحالة المعاكسة فإن مثل هذه التشققات تحدث حول الفلز الخارجي (المحيط)، ويؤدي تغير الشروط الترمو ديناميكية (P, T) دوراً مهماً في انتشار مثل هذه التشققات.

■ **تشققات مسطحة Fracturation plates**

وتتشكل نتيجة أحد الأسباب التالية:

1- بفعل المحاليل المغماتية والمياه الجوفية

2- بفعل التخلعات الناجمة عن المياه في التربة

3- نواقص وانحرافات التبلور.

وتتميز بأبعادها التي غالباً ما تكون 1 ,3 ,100 ميكرون متر للعرض والعمق والطول على التوالي، وقد تكون موجهة ولكن ذلك لا يشكل أي مدلول. وغالباً ما تتوزع بشكل منتظم.

- **تشققات التدرج الحراري Fracturation de gradient thermique**

لنفترض أن الصخر خاضع لحرارة 340-450° فإذا ازدادات درجة الحرارة بشكل تدريجي بطيء فتتشكل تشققات قليلة نادرة، أما إذا ازدادات درجة الحرارة بشكل سريع ومفاجئ فإن هذه التشققات تكون كثيرة جداً. وبشكل معاكس يمكن استخدام درجة كثافة هذه التشققات كمؤشر على حالة التطور الحراري.

- **تشققات الانفصام Fracturation de macle**

وتشترك مع الانفصام وتقدم معلومات مهمة، ولا سيما في مجال تحديد بعض أنواع الفلزات مثل البيروكسين والامفيبول.

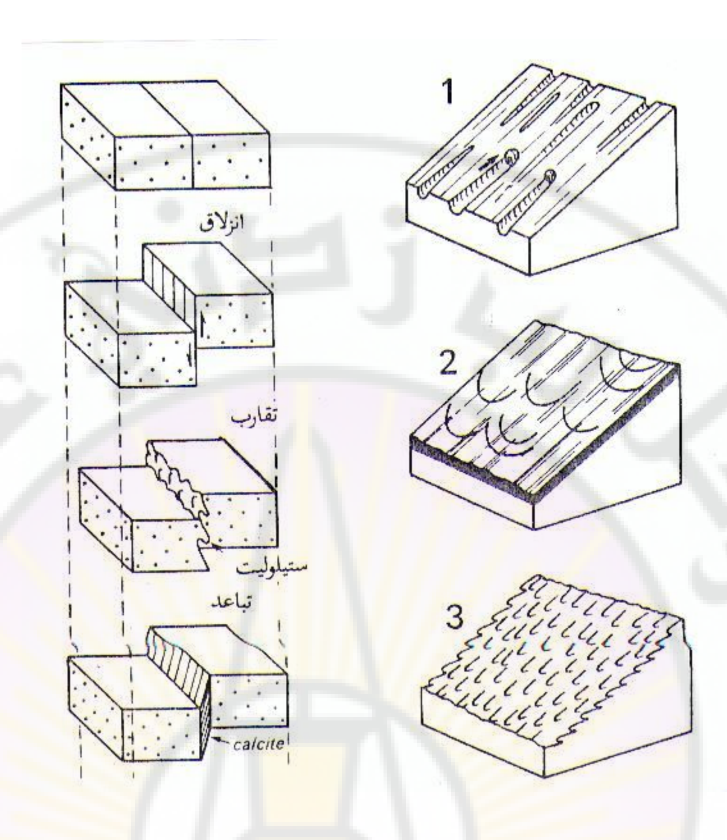
وهناك أنواع أخرى من الدرجة الثانية كتشققات الدورة الحرارية، تشققات التصادم، والتشققات المجهولة المنشأ.

جميع هذه التشققات قد تلتئم ولكن تبقى معروفة إما لوجود فلزات أو سائل.

5-3-4- الاتجاه وجهة الانتقال Direction et sens de déplacement

إن دراسة أي فالق تتطلب قبل كل شيء ملاحظة التخططات stries التي تتسبب نتيجة انزلاق أو احتكاك طبقة فوق أخرى، ولكن إذا سمحت هذه التخططات بمعرفة اتجاه الحركة فإن تحديد جهة هذه الحركة يكون غالباً صعباً. ولا بد من أجل ذلك من اللجوء إلى دراسة التفصيلات الميكروتكتونية بدقة.

يمكن للكسور الصغيرة المستوية micro-cassure planes ذات الرمية الصغيرة أن تبدو بثلاث طرق مختلفة: فالأقسام التي تصيبها هذه الكسور قد تنتقل بعضها مع الآخر دون أن تتقارب أو تتباعد، كما يمكنها أن تتباعد، وأخيراً يمكنها أن تتقارب (شكل 46.5).



شكل 46.5

شكل تخطيطي يوضح تحديد جهة الحركة من خلال الفرضات بفعل الانزلاق (1) وتشكل طلاء من الكالسيت (2) وفواصل ستيلوليتية (3).

في الحالة الأولى لا يوجد أي أثر للحركة إلا إذا تضمن مستوى الكسر تعرجات، أو إذا وجد في هذا المستوى عناصر محصورة فيه بحيث يمكنها أن تحفر فرضات أو تحززات Rainures أو أخاديد متوازية مشابهة لتلك التي تصادف في قاعدة الجليديات Glaciers. وبعض هذه الفرضات تنتهي مفاجأة، مشيرة بذلك إلى نهاية مسار العنصر المسبب لها. وهكذا يمكن أن تحدد جهة الحركة.

في الحالة الثانية يطلى أو يغطى مستوى الفالق بمواد ناتجة عن إعادة التبلور وأشهرها الكالسيت Calcite أو الكوارتز Quartz أو من الاسبست Asbeste. جميع هذه الفلزات تكتسب بنية ليفية Fibreuse مائلة على مستوى الكسر وتدل على جهة الحركة. وفي حالة الكوارتز والكالسيت قد تتشكل بنية خطية Structure linéaire موازية لتحززات

الفرك المشار إليها أعلاه ناتجة عن إعادة تبلور متتابع، ولذا تعرف بتحززات إعادة التبلور stries de recristallisation.

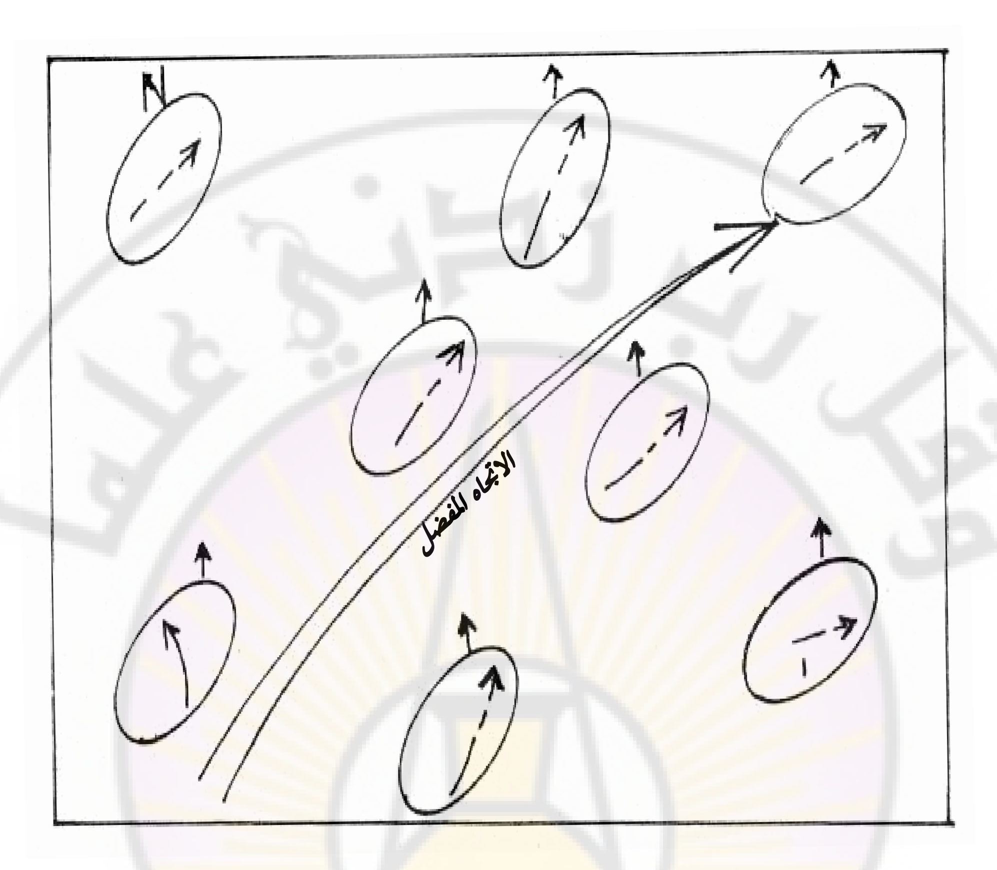
وفي الحالة الثالثة، حالة صخور كلسية فإن شفتي الفالق تتداخل نتيجة للانحلال بتأثير الضغط مؤدية إلى توليد بنيات انحلال اوستيلوليت stylolite تتوقف هندستها على ميل الحركة على مستوى الانقطاع.

5-3-5- طرق دراسة الشقوق Méthodologie

نظراً لأن دراسة الشقوق تعتمد على الطرق الإحصائية فيستخدم في هذا المجال الإسقاط الستيروغرافي الذي يعتمد على تحديد اتجاه الشقوق وميلها. ومن أجل ذلك يوضع سطح مستوٍ «كرتون أو كتاب» بشكل موازٍ للشق، ثم يحدد الاتجاه والميل لأكبر عدد ممكن من الشقوق، وتسقط على منحنيات تسمح بتحليلها والانتقال إلى معطيات جيوتكتونية. أما عندما تكون الشقوق ثابتة الميل وهو ما ليس متحققاً غالباً فتستخدم وردة الاتجاه.

التحليل الميكروتكتوني للشقوق أو لتطاول الفلزات، يسمح بالحصول على معطيات جيوتكتونية مهمة، انطلاقا من تطبق العديد من الطرق التي وضحت وشرحت في مؤلفات عديدة للمؤلف، وأحدثها مبادئ البنيوية لعام 2006 والجيولوجيا العملية وجميعها من منشورات جامعة دمشق.

يتلخص الانتقال من الميكروتكتونيك إلى الجيوتكتونيك بتحديد منطقة الدراسة وأخذ عينات ممثلة من الصخر الأم غير منقولة، وتغطي كامل المنطقة المدروسة وتحديد اتجاه الشمال فيها. ثم يحدد حسب الهدف من الدراسة، تطاول الفلزات أو اتجاه الكسور، وذلك لكل عينة على حدة وتحديد الاتجاه المفضل لها، بطريقة مختارة. في ضوء النتائج يحدد الاتجاه المفضل العام لها (شكل 47.5) حيث يشير N إلى اتجاه الشمال، السهم بالمقطع إلى الاتجاه المفضل لكل عينة والسهم الأكبر للاتجاه المفضل العام. يكون هذا الاتجاه العام هو اتجاه الشد في حالة تطاول الفلزات والاتجاه العمودي عليه هو اتجاه الانضغاط بينما يكون هو اتجاه الانضغاط في حالة الكسور والاتجاه العمودي عليه هو اتجاه الشد.



شكل 47.5

الانتقال من الميكروتكتونيك إلى الجيوتكتونيك يحدد اتجاه الشمال لكل عينة (السهم الخارجي)، ثم يحدد الاتجاه المفضل للشقوق (السهم الداخلي)، ومن ثم يحدد الاتجاه المفضل (حسب السهم الأكبر).

إن هذه المعطيات مهمة وتسمح بالانتقال من نتائج على مستوى الشريحة، ميكروتكتوني، إلى نتائج على مستوى إقليمي، جيوتكتوني، وإذا توافرت معطيات أخرى مكملة يمكن تحديد هذه القوى رقمياً.



الفصل السادس

التشوهات المستمرة ـ الطيات

DEFORMATIONS CONTINUES - LES PLIS

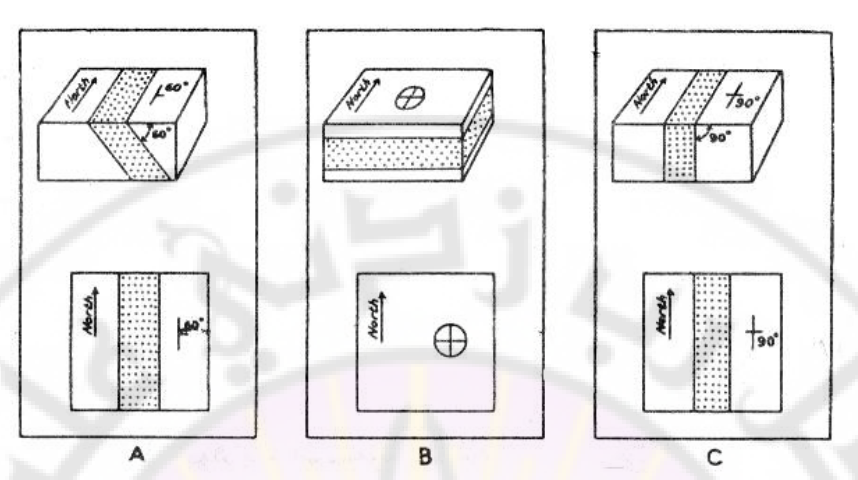
الطيات تشوهات مستمرة تصيب الصخور والطبقات الصخرية وتتمثل بحدوث انحناءات أو تموجات فيها. يشكل مجموع التشوهات الطي، وتنتشر بشكل خاص في الصخور الرسوبية والصخور البركانية المتطبقة، وأحياناً في الصخور الاستحالية والصخور الاندفاعية الأخرى. وتتراوح أبعادها ضمن مجالات كبيرة من عدة سنتيمترات إلى عدة كيلومترات. ومن المفيد قبل الدخول في دراسة تفاصيل هذا الموضوع التقديم له ببعض المفاهيم عن الطبقات والتطبق.

6-1- الطبقة والتطبق Strate et stratification

يطلق اسم الطبقة على كل صخر رسوبي محاط بسطحين متوازيين تقريباً، وتكون الطبقة الرسوبية متجانسة في تركيبها ولونها وبينتها النسيجية ومحتوياتها المستحاثية وغيرها من العناصر التي تتضمنها، وقد تكون الطبقة الرسوبية ذات وضع أفقي أو شاقولي أو وضع مائل كما في الشكل (1.6). يدعى تتالي الطبقات بالتطبق، وهو يدل على تغير الشروط الفيزياكيميائية في أوساط الترسيب، وتتحدد سماكة الطبقة أو ثخانتها بالمسافة المقاسة عمودياً على سطحي الطبقة المتوازيين، ويدعى أي اتجاه آخر للسماكة بالسماكة الظاهرية.

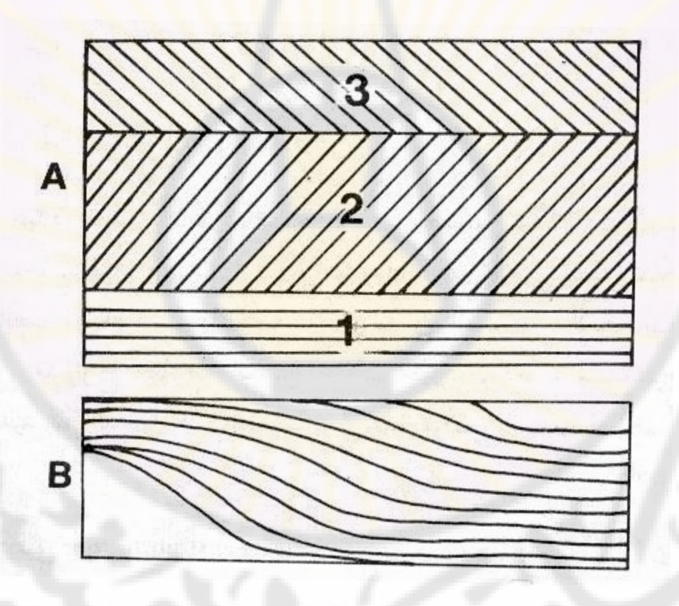
يمكن التمييز بين أربعة أشكال رئيسية للتطبق وذلك بناء على أشكال الطبقات والعلاقات الفراغية بينها:

1- **التطبق المتوازي**: ويدل على الهدوء النسبي في أثناء الترسيب، أو على الحركة البسيطة في حوض الترسيب، وتسود مثل هذه الشروط في البحار والبحيرات تحت خط الأمواج حيث تنعدم حركة الماء، ويكون حجم الحبيبات وكمية المواد المترسبة عاملاً رئيسياً في تشكل مثل هذه الطبقات.



شكل 1.6

الأوضاع المختلفة التي يمكن أن تأخذها الطبقات. A– طبقة مائلة. B– طبقة أفقية. C– طبقة عمودية



شكل 2.6

بعض نماذج التوضع المائل المعترض.

A- توضع مائل معترض دلتاوي.

1- توضع قاعدي لمجموعة التطبق ويمثل بالفتات الناعم الذي يغطي قاع البحر.

2- توضع أمامي معترض لمجموعة التطبق ذات زوايا انحدار تعادل زوايا الحمل لمادة الراسب وتقطع نهاياتها العليا من قبل توضع المجموعة العليا.

3- توضع علوي لمجموعة التطبق ويتميز بزوايا انحدار صغيرة لأنه توضع جار في القسم السطحي من الدلتا.

B- تطبق مائل بفعل تيارات وسطوح تطبق منحنية.

2- **التطبق المتموج**: يكثر في التوضعات البحرية الشاطئية، ويتشكل من حركات ذات طابع دوري في اتجاهها، كتيارات المد والجزر، وحركات الموج في الأطراف الساحلية، وتكون هذه الأوساط الترسيبية ضحلة المياه قليلة العمق.

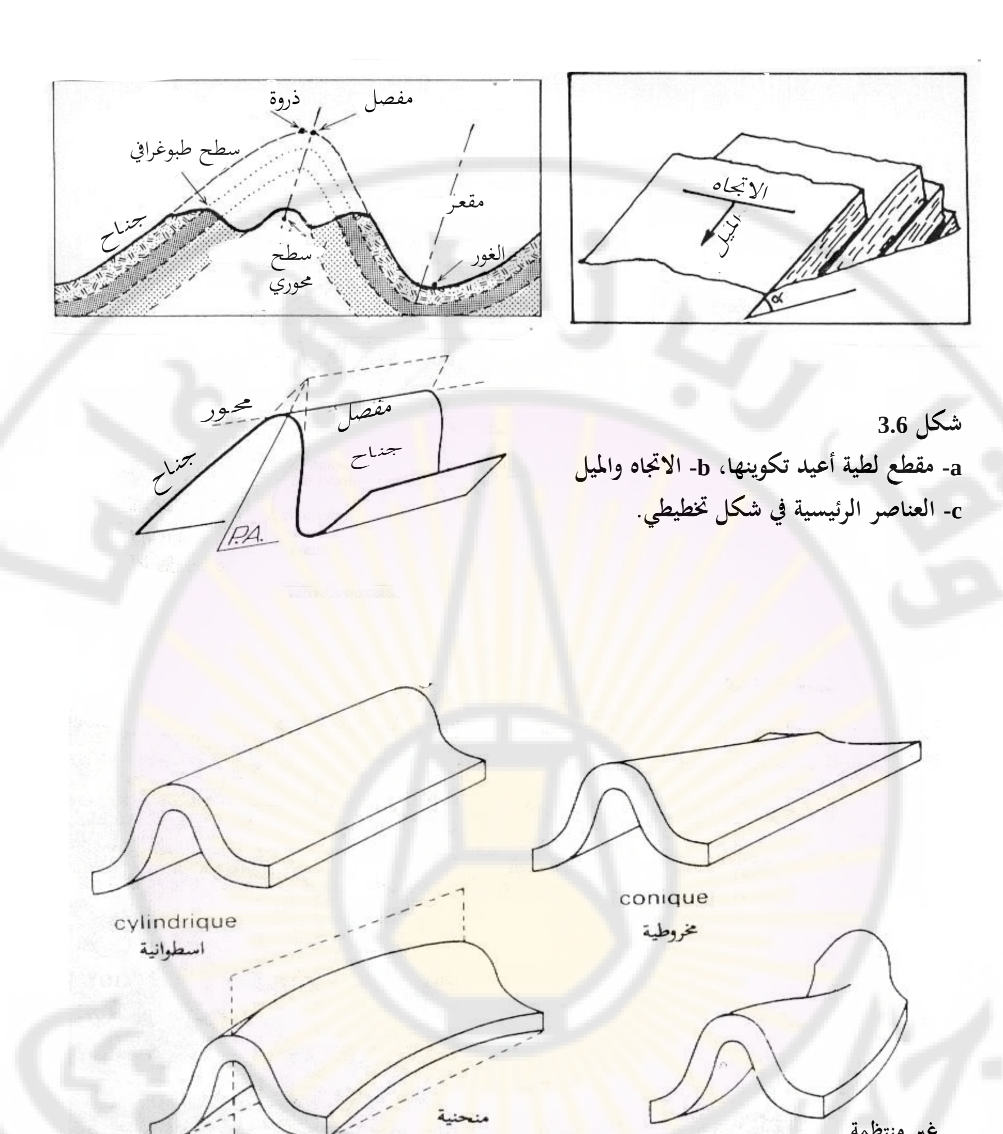
3- **التطبق المائل المعترض**: يتشكل التطبق المائل المعترض من التطبق في وسط متحرك باتجاه واحد كالسيول والأنهار والتيارات البحرية، أو أنه يتشكل في أثناء تحرك الهواء، لهذا فهو يصادف في الكثبان الرملية والبحار المعرضة لفعل التيارات المعتدلة أو العنيفة. يتميز التطبق المائل المعترض بوجود مجموعات من الطبقات الأصغر داخل الطبقة الرئيسية (شكل 2.6).

4- **التطبق العدسي**: ويتميز بتغير الأشكال والثخانات في الطبقات المختلفة، وهو يتشكل في أثناء الحركة السريعة للوسط المائي أو الهوائي، كما في حركة المجاري النهرية المائية، وشريط المد والجزر البحري.

2-6- عناصر الطي Eléments d'un plissement

إذا التوت طبقات، كانت بالأصل أفقية، فإنها تأخذ شكل سطوح جانحية Surface gauche ويكون مظهر هذا السطح كما هو مبين في الشكل (3.6).

نسمي المنحنيات التي تمر من النقاط الأكثر ارتفاعاً من هذا المستوى بخط القمم Ligne de crète أو خط الذرى، بينما تحدد النقاط الأكثر انخفاضاً من هذا المستوى خط الوهدات Ligne de creux. يمكن في كل نقطة من السطح تحديد انحناء السطح Courbure de la surface، وفي مستوٍ عمودي على هذا السطح، يلاحظ غالباً نقطة انحناء أعظمي تعرف بغلق الطي أو المفصلة، ونقطتي انحناء من جانبي الفالق تختلف فيهما الإشارة من جهة إلى أخرى. تسمح مماسات نقاط الانحناء هذه بتحديد زاوية انفتاح الطي Angle de pli، وعندما تكون هذه الزاوية معدومة أو ضعيفة يكون الطي متساوي الميل Isoclinal بينما تتوافق نقاط الانحناء الأعظمية مع محور الطي. وفي مقطع يمكن لطي أن يبدي غلقاً أو اثنين أو ثلاثة، أو بدون غلق (حالة طي بشكل قوس نصف دائرة)، غلق مختلط مع قمة، وأخيراً غلق ذو نصف قطر معدوم.



شكل 3.6
a- مقطع لطية أعيد تكوينها، b- الاتجاه والميل
c- العناصر الرئيسية في شكل تخطيطي.

شكل 4.6
أشكال الطيات حسب الغلق.

وينتج عن ذلك أن الطيات يمكن أن تأخذ في الفراغ أشكالاً مختلفة نميز منها (شكل 4.6):

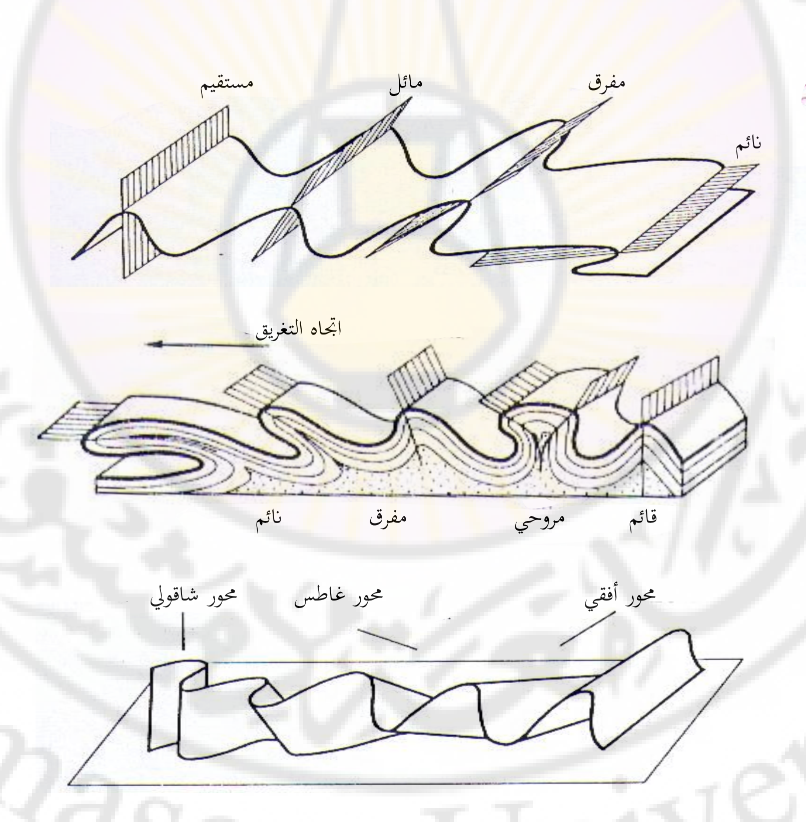
. الطيات الأسطوانية Cylindriques حيث يكون السطح الملتوي ناجم عن مستقيم هو المحور ينتقل بحيث يبقى موازياً لنفسه. وتجدر الإشارة إلى أن الطيات لا يمكن أن تكون إسطوانية إلا بمقاييس معينة (بعض المقاييس).

Damascus University

. الطيات غير الإسطوانية نذكر منها طيات مخروطية Plis coniques حيث يتوافق المحور فيها مع مستقيم يبقى ضمن مخروط أو طيات مستوية أو بشكل غير منتظم.

يتحدد المستوى المحوري بالمستوى الذي يقسم الطية إلى قسمين متماثلين أو متناظرين. وقد يكون هذا المستوى رأسياً وأفقياً أو مائلاً (شكل 5.6). والمجال المحدد بين مستوى محوري وآخر يحدد جناح الطية، ويشترك كل جناح بين طيتين متجاورتين. أما نواة الطية فهو القسم الداخلي منها بالتقابل مع القشرة التي تشكل هو القسم الخارجي.

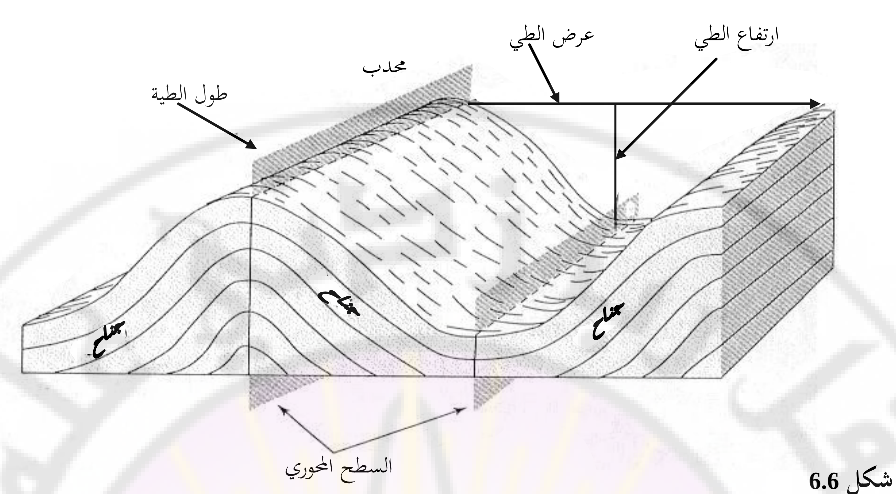
وهناك أخيراً حجم الطية ويتحدد بأبعادها الثلاثة: عرض الطية وهو المسافة الفاصلة بين قمتين متتاليتين، وطول الطية وهو المسافة المقاسة على امتداد محور الطية، وارتفاع الطية وهو المسافة الشاقولية بين غلق طية محدبة وطية مقعرة متجاورتين (شكل 6.6).



شكل 5.6

هندسة مختلف نماذج الطيات حسب السطح المحوري والمحور الموافق

Damascus University



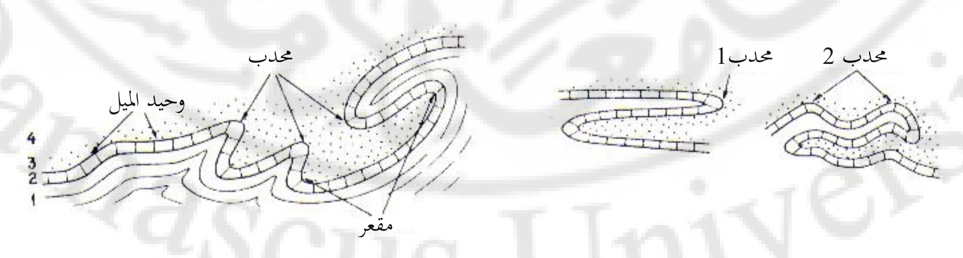
شكل 6.6

مخطط الطي في ثلاثة أبعاد توضح حجم الطي وأبعاده.

6-3- هندسة الطيات Géométrie des plis

بالنظر إلى طي متشكل من أكثر من سطح (عدة سطوح)، نميز بين محدب Anticlinal عندما يُظهر الطي الطبقات الأكثر قدماً، ومقعر Synclinal عندما يُظهر الطي الطبقات الأكثر حداثة، وطي وحيد الميل Monoclinal عندما لا يتغرق الطي إلا في اتجاه واحد.

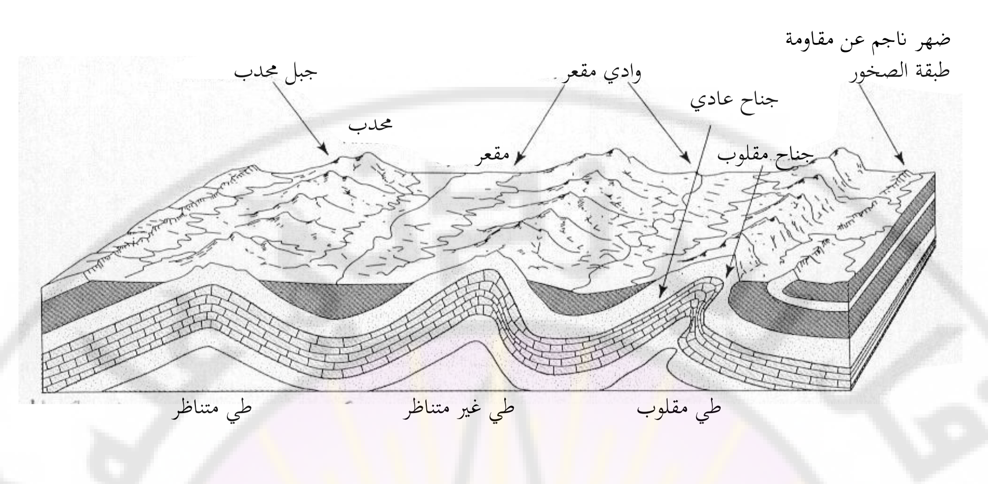
إذا لم يتمكن من تحديد تتابع الطبقات فإنه يميز بين طي متخالف الشكل Antiforme في حالة الطي الذي يبدي تحدباً Convexité دار نحو الأسفل، وطي متماثل الشكل Syniforme في حالة الطيات التي تبدي تقعراً Concavité دار نحو الأعلى. ولا بد من الإشارة إلى أن بعض المحدبات في حالات معينة يمكن أن تظهر بشكل متماثل وبالمقابل المقعرات تبدو بشكل متخالف (شكل 7.6). وتوصف في هذه الحالة بأنها مقعرات كاذبة faux synclinaux ومحدبات كاذبة faux anticlinaux.



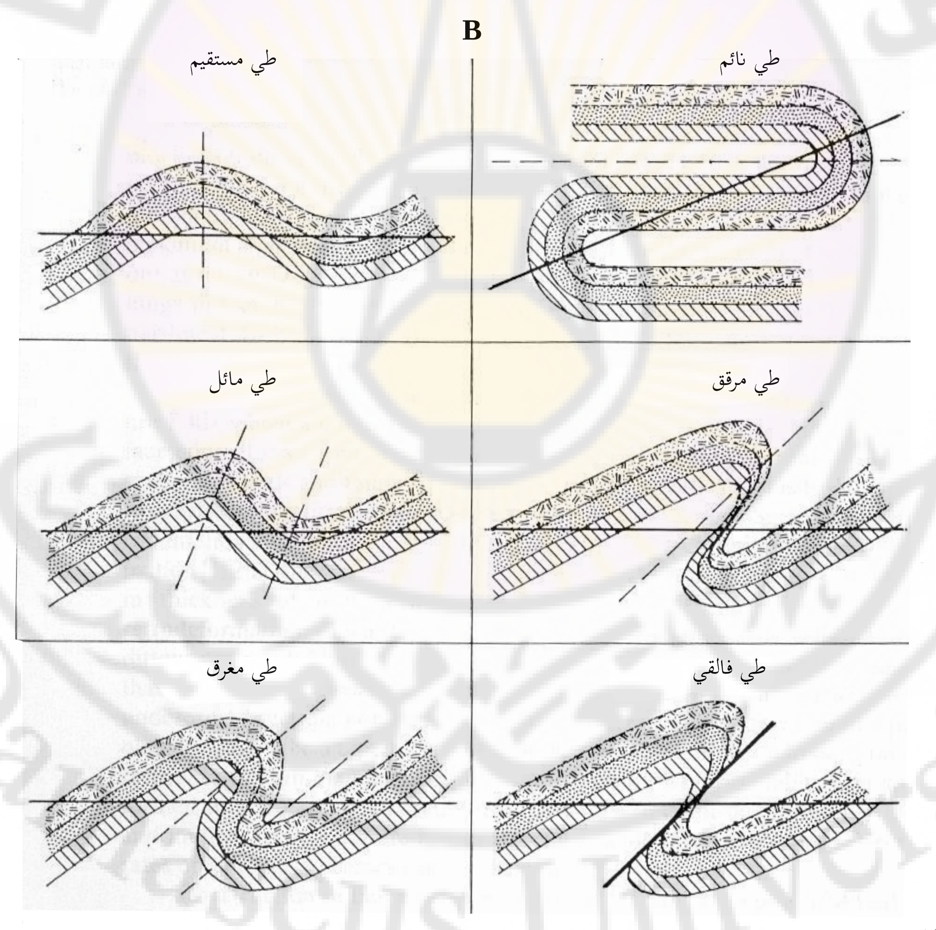
شكل 7.6

مقطع يبين كيف يمكن لمحدب أن يظهر بشكل مقعر والعكس.

A



B



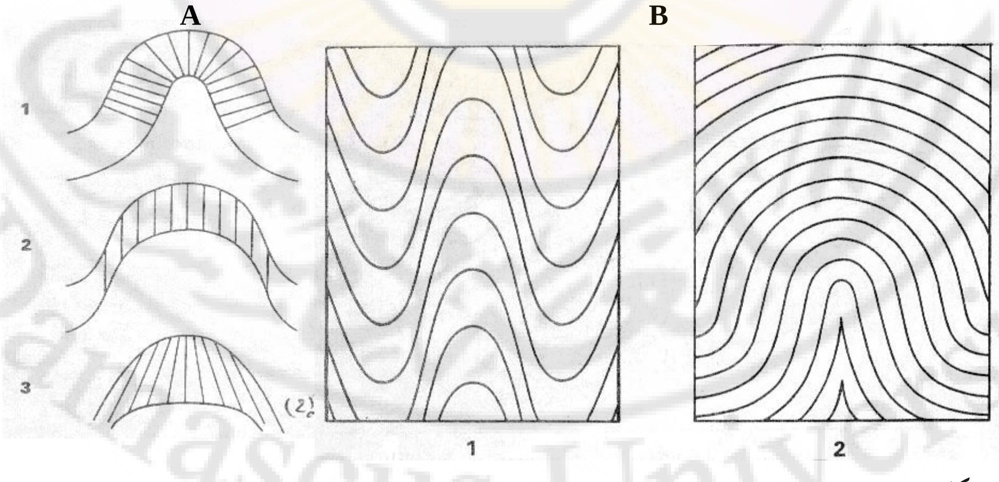
شكل 8.6

مقطع ثلاثي الأبعاد يوضح بعض التفاصيل الهندسية للطي (A) وأوضاع الطي ومسمياتها حسب المستوى المحوري وبعض التعقيدات من جراء الفوالق (B).

إذا كان السطح المحوري لطي ما متوافقاً مع المستوى الشاقولي يوصف الطي بأنه مستقيم أو قائم pli droit، أما إذا كان هذا السطح مائلاً فيوصف الطي بأنه مغرق pli déversé، وفي هذه الحالة يكون للجناحين ميلان مختلفان. وإذا تجاوز ميل أحد الجناحين الوضع الأفقي يوصف بأنه مقلوب inversé، أما الطي القائم فهو الطي الذي يكون فيه المستوى المحوري ـ في نفس الوقت ـ ضعيف الميل وأحد الأجنحة مقلوباً بشكل فعال. في كل الطبقات غير المستقيمة يمكن تحديد اتجاه التغريق الذي يكون أكثر وضوحاً كلما كان المستوى المحوري أكثر قرباً من الوضع الأفقي. أما الطيات المروحية pli en éventail فتكون ذات تغريق في اتجاهين متعاكسين. ولمزيد من الاطلاع نوضح في الشكل (8.6) بعض التفصيلات والتعقيدات الناجمة عن عمل الفوالق.

طبقاً لوضع المنحنيات التي تصل بين النقاط ذات نفس الميل لكل الطبقات «الايزوغونات» isogones، يميزون عادة بين طيات متشابهة plis semblables، طيات متساوية السماكة isopaques، وطيات غير متساوية السماكة anisopaques (شكل 9.6).

في الطيات المتشابهة يتم المرور من طي إلى آخر بعملية انتقال بسيطة simple translation حيث تكون الايزوغونات في المحدبات نحو الأعلى، وفي الطيات غير متساوية السماكة تتقارب الايزوغونات في المحدبات نحو الأعلى. في الطيات متساوية السماكة. تبقى سماكة الطبقات في مقطع عمودي على الطبقات ثابتة، وفي الطيات غير متساوية السماكة لا تكون هذه القاعدة محققة (شكل 9.6). وفي بعض الحالات تسمى الطيات متساوية السماكة طيات متوازية.



شكل 9.6

A- مظهر الايزوغونات في الطيات: 1- متساوية السماكة isopapues، 2- المتشابهة esmblables، 3- الطيات غير مستاوية السماكة anisopapues،

B- مقطع يوضح الاختلاف الهندسي للطيات المتشابهة (1) ومتساوية السماكة (2).

تبين الأشكال (10.6 ,11 ,12) صوراً حقلية لطيات غير متساوية السماكة الأولى والثانية تقريباً متشابهة. بينما يبين الشكل (13.6) غلقاً لطي متساوي السماكة.

كثيراً ما تتشكل فوالق في نفس الوقت الذي يحصل فيه الطي، فيميزون بين طي فالقي pli-faille عندما يرافق الفالق الطي (الفالق ينجم عن ترقق laminage لجناح طي)، وبين قشور écailles عندما يسود الطابع التكسري (شكل 14.6) ويمكن أن يبدي كل منهما تغريقاً أو بدون أي تغريق.

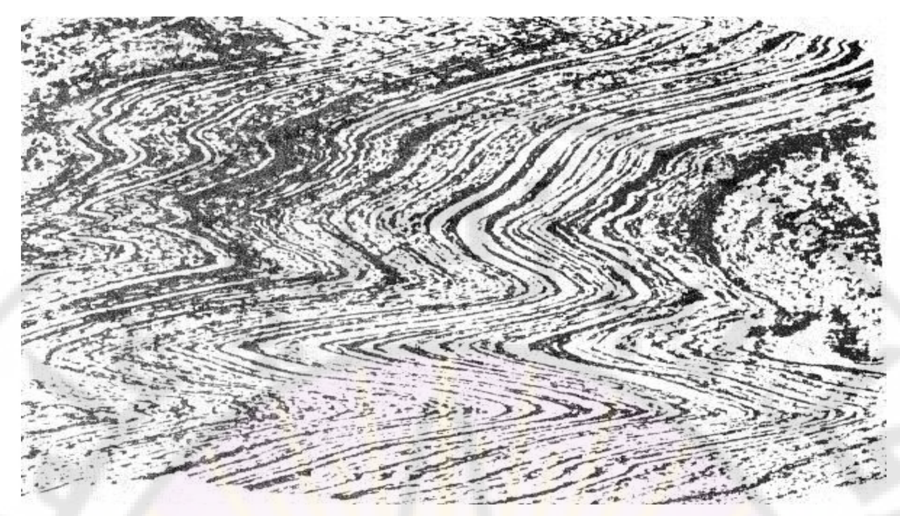
عندما يمكن تحديد اتجاه التغريق فيمكن دوماً القول: إن مجموعة قديمة متراكبة chévauché فوق مجموعة أكثر حداثة. يمكن حساب التراكب بسهولة لأنه يعادل المسافة الأفقية على امتداد التراكب الشاذ superposition anormale، وعندما يصل هذا التراكب عدة كيلومترات (5 كيلومتر) يوصف بأغطية شاريارية nappes de charriage، ويقال عن الأراضي أنها شاريارية chariés وتوصف بأنها غريبة allocthones تتوضع فوق أراضٍ محلية autochtones.



شكل 10.6

طي غير متساوي السماكة anisopapue قريب من المتشابه

Damascus University



شكل 11.6
طي متشابه

إذا كان الغطاء محدداً بفالق مقلوب مستوٍ يسمى غالباً احتكاكاً غير عادي Contact anormale، فيمكن للحت أن يحفر الغطاء مشكلاً نوافذ Fenétres حيث تبدو أراضٍ محلية Autochtones محاطة كلياً بأراضٍ غريبة Allochtones، ويمكن أن تعزل كليبات Klippes أي كتل من الغطاء محاطة بأراضٍ محلية Autochtones (شكل 15.6).

6-4- الأنواع المختلفة للطيات حسب ميكانيكية تشكلها: Les différents types des plis basés sur les mécanismes

رأينا في الفصل الثاني أن ميكانيكية التشوهات تختلف حسب المستويات البنيوية، حيث تسود في المستوى البنيوي الأعلى الفوالق، ثم بعد ذلك طيات الانحناء، وطيات التسطح، وأخيراً طيات السيلان. من هنا يمكن التمييز بين الأنواع الآتية من الطيات حسب الميكانيكية المولدة:

1- الطي بالانحناء أو الانزلاق Pli par flexion ou par glissement

2- الطي بالتسطح Pli par applatissement

3- الطي بالسيلان Pli par écoulement

4- الطي بالانحناء والقص Pli par flexion et par cisaillement

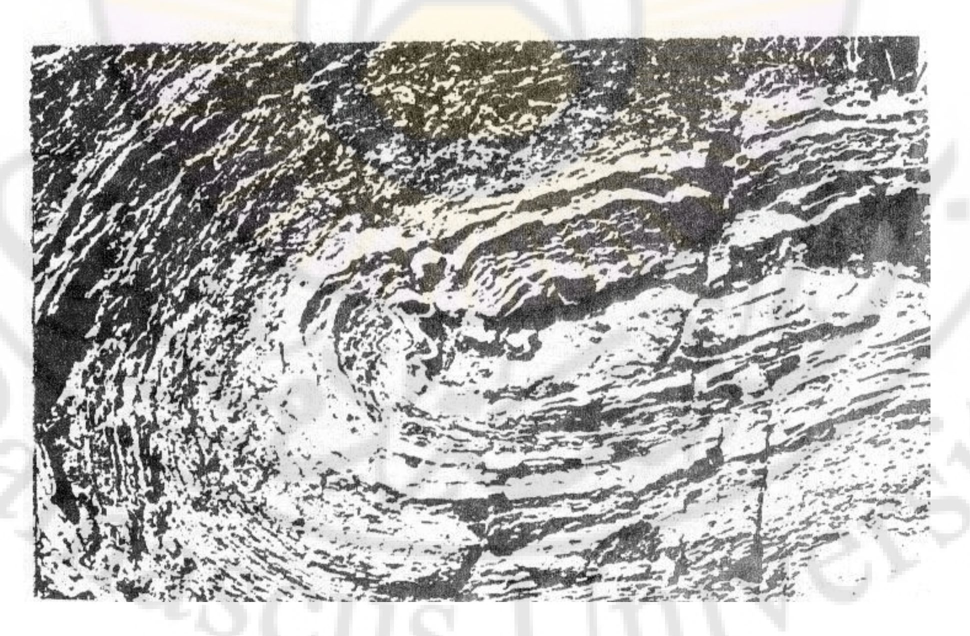
5- الطي بالانحناء والتسطح Pli par flexion et par applatissement

6- الطي الشريطي والطي الزاوي Le Knick et le pli en chevron



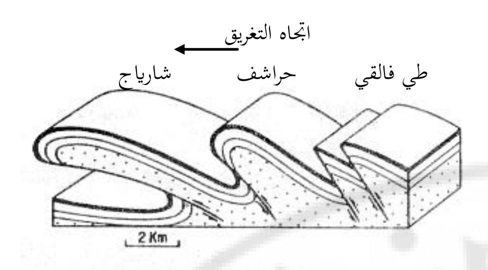
شكل 12.6

طي غير متساوي السماكة Anisopaque



شكل 13.6

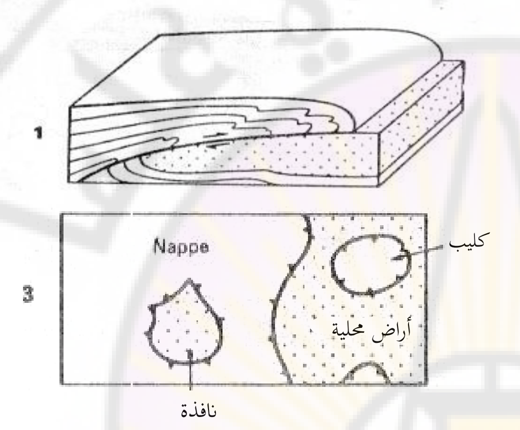
غلق طي متساوي السماكة



شكل 14.6

هندسة الطيات المشاركة للفوالق





شكل 15.6

تمثيل تخطيطي وأورتوغرافي لمفهوم غطاء الشارياج

1- قبل التعرية، 2- بعد التعرية، 3- مظهر في الخرائط

6-4-1- الطي بالانحناء أو الانزلاق أو الطي متساوي السماكة:

وهي طيات تحافظ على سماكة الطبقات المتشوهة، مرافقة بانزلاق بلوك فوق آخر Banc sur banc، وتسمى لذلك طيات متوازية، نظراً لأن الطبقات تبقى متوازية فيما بعضها بعضاً.

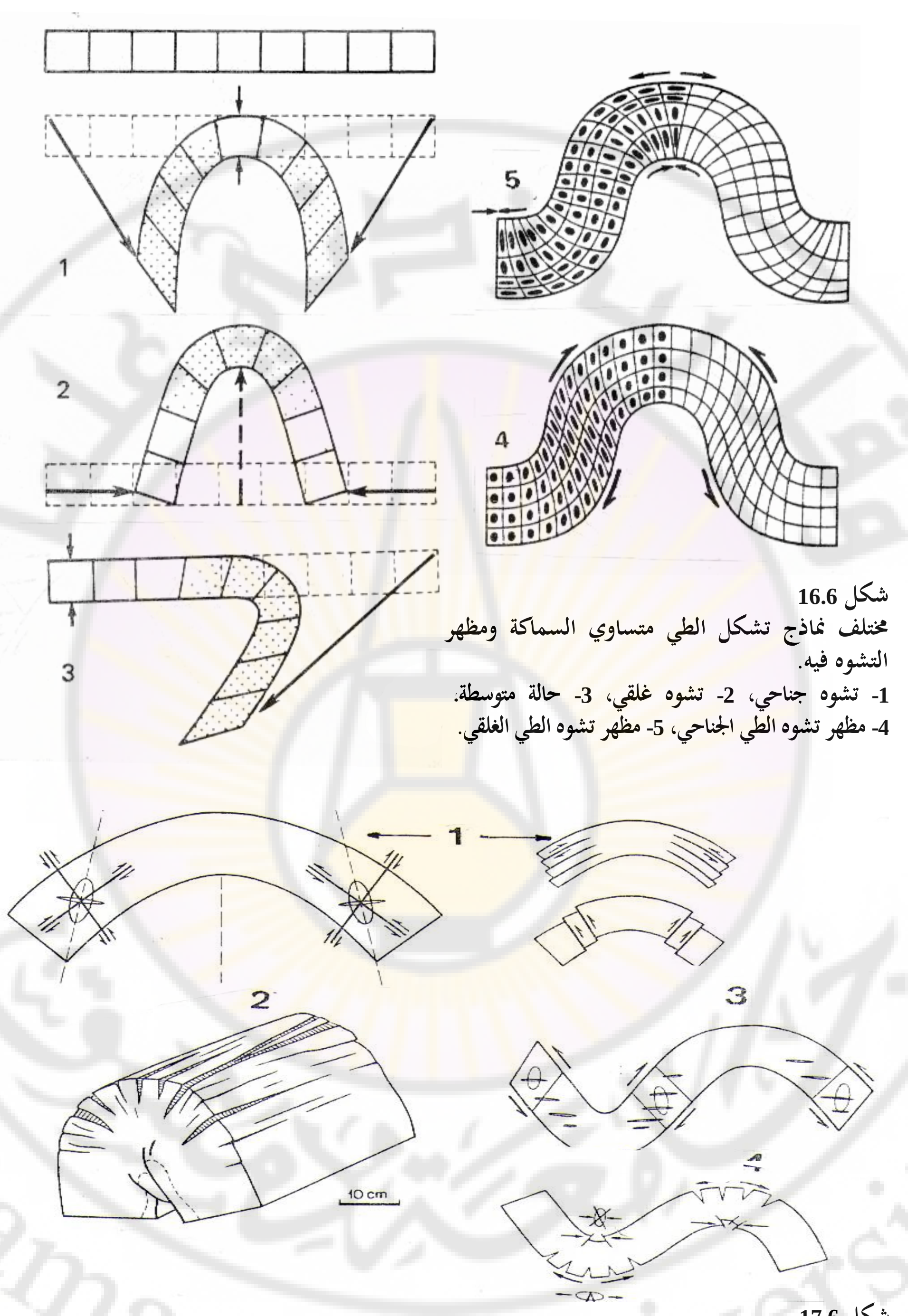
إن هذا النوع من الطي، مع المحافظة على السماكة، يمكن أن يتم بأشكال مختلفة (شكل 16.6 ,1 ,2 ,3):

1- يمكن لطبقة أن تتشوه كما يلوى حرف كتاب مع تثبيت قسمه المركزي.

2- ويمكن لها أن تتشوه كما يلوى طرفا مسطرة بالتقريب بين نهايتيها.

3- حالات متوسطة.

في الحالة الأولى يكون التشوه أصغرياً في المركز (الغلق) وأعظمياً في مستويات الطي. وفي الحالة الثانية يحصل العكس؛ أي يمكن التمييز بين طي ذي تشوه في الجناحين وآخر ذي تشوه غلقي. وبين هاتين الحالتين يمكن ملاحظة حالات متوسطة كما هو مبين في الشكل (16.6 ,3). يختلف مظهر التشوه في الحالات السابقة ففي الحالة الأولى تصاب الأجنحة بتسطح دوراني Applatissement rotational ناجم عن انزلاق بسيط يتوافق مع مزدوجات، لها اتجاهات متعاكسة من جانبي الغلق، كما في الشكل (16.6 ,4). وهذا التسطح الدوراني يكون شديدياً اكثر كلما كانت الميول شديدة.



شكل 16.6
مختلف نماذج تشكل الطي متساوي السماكة ومظهر التشوه فيه.
1- تشوه جناحي، 2- تشوه غلقي، 3- حالة متوسطة.
4- مظهر تشوه الطي الجناحي، 5- مظهر تشوه الطي الغلقي.

شكل 17.6

مظهر التشوه التقطعي المرافق للطيات المتساوية السماكة ونماذجه..

1- مظهر نظري للفوالق المتقاطعة التي تظهر في طي ذي تشوه جناحي. 2- مثال عن تشوه غلقي في طي. المادة كوارتزيت، التشققات مليئة بالكوارتز. 3- مظهر التشققات في حالة طي ذي تشوه جناحي. التشققات عمودية على إهليلج التشوه. 4- مظهر التشققات والكسور التي تتشكل في حالة طي ذي تشوه غلقي.

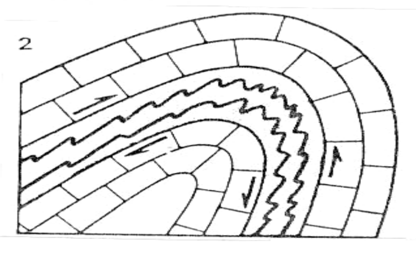
Damascus University

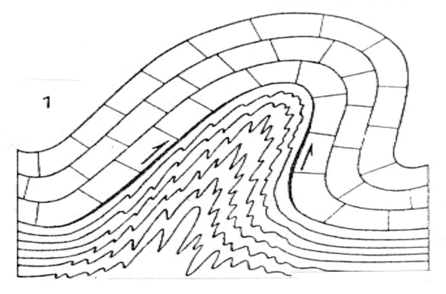
أما في حالة طي ذي تشوه غلقي فإن مظهر التشوه أكثر تعقيداً. ففي غلق محدب يعاني الجزء العلوي من الطبقة تطاولاً Allongement في حين يتقصر الجزء السفلي، ويحصل العكس في غلق مقعر، ويفصل الحزء المتطاول عن الجزء المضغوط بسطح حيادي Surface neuter حيث تكون المادة لا مضغوطة ولا مشدودة. ولا يوجد هذا الجزء في وسط الطبقة وإنما يكون أقرب من جزئه العلوي في حالة المحدبات ومن جزئه السفلي في حالة المقعرات (شكل 16.6). وفي جميع الحالات تتناسب شدة التشوه مع شعاع الانحناء، ومع سماكة الطبقة. فمع ثبات قطر الانحناء يزداد التشوه كلما ازدادت سماكة الطبقات، بحيث أن هناك علاقة بين طول موجة الطي وسماكة الطبقات، والعلاقة بينهما في حالات بسيطة قيست بحدود 27. ومتى تجاوز التشوه المستمر السابق عتبة معينة سيحصل التشوه التقطعي الذي يختلف حسب نوع الانحناء. ففي حالة طي ذي تشوه غلقي سيتشكل في قمة المحدب، أي في الأجزاء الخاضعة لشد، صدوع وشقوق عمودية على المحور الكبير للإهليلج، أي عمودية على الطبقة، في حين أن الأجزاء السفلية سوف تصاب بفوالق مقلوبة (شكل 17.6) ويتعاكس الوضع في حالة المقعرات Synclinaux، وغالباً ما تمتلئ الشقوق بالكالسيت أو الكوارتز حيث تكون أليافها Fibres عمودية على محور الطي، بينما التشققات نفسها يمكن أن تكون مائلة قليلاً على محور الطي.

في حالة طي ذي تشوه جناحي تتشكل تشققات Fentes أيضاً عمودية على المحور الكبير للإهليلج، وإذا ازداد التشوه فإنه يمكن أن يتشكل تقصص Cisaillement مرافق بتشققات (شكل 17.6). وهكذا نلاحظ أن هناك شبكة من التشققات التي تميل لأن تكون موازية للتطبق، وأخرى مائلة عليه. وتشير الملاحظة إلى أن التشققات الموازية هي الأكثر انتشاراً. وهذا يفسر بان المادة غالباً غير متجانسة، وبالتالي فإن التقطعات غالباً ما تتم حسب مستويات عدم التجانس.

عندما يشتد الطي وتتشكل أجنحة عمودية أو مقلوبة، فيبدو على العكس أن التشققات المائلة هي الأكثر انتشاراً، كما في الشكل (17.6)، ويمكن للعائلتين أن تتواجدا معاً. وهكذا يلاحظ أن التشوه التقطعي يرتبط بنوع الانحناء، وغالباً لا يمكن تحديد نوع الالتواء إلا بالاعتماد على التشققات والتقطعات المرافقة له.

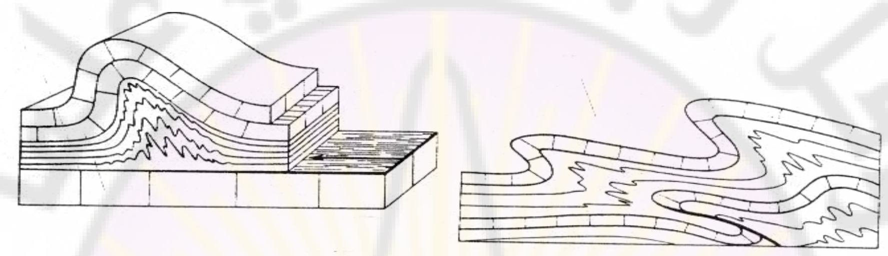
على أن هناك تعقيدات جمة تنتاب هندسة ومورفولوجية الطيات. توضح الأشكال (18.6 ,19 ,20) أهمها ولا سيما في حالة عدم تجانس الطبيعة الليتولوجية للطبقات الملتوية، والفوالق المرافقة في حالة هذه التعقيدات (الشكلان 22,21.6).





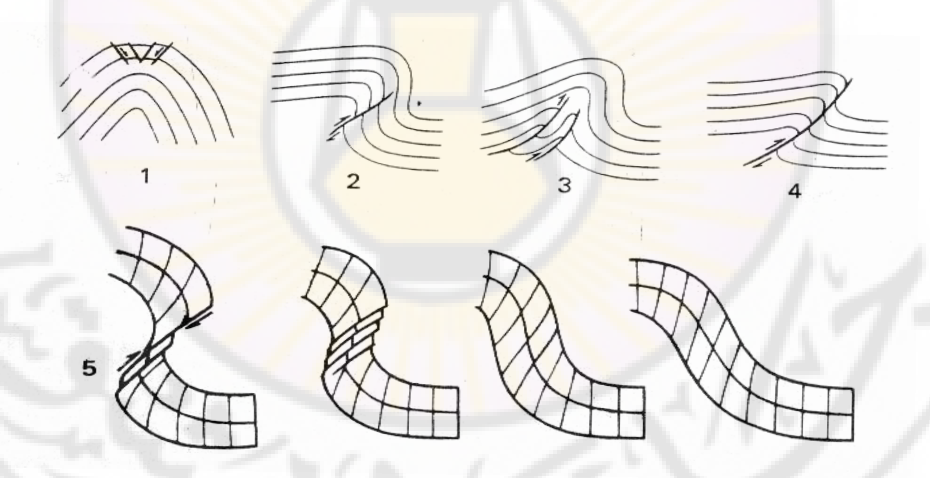
شكل 18.6

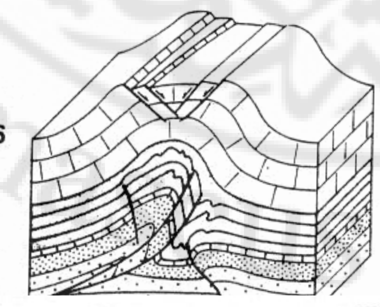
مظهر عدم الانسجام بين الكلس والمارن (1) وتعقد هذا الانسجام في حالة مستوى لدن محصور بين مستويين صلدين (2).



شكل 19.6

تعقد الطي متساوي السماكة بتباين الليتولوجيا.

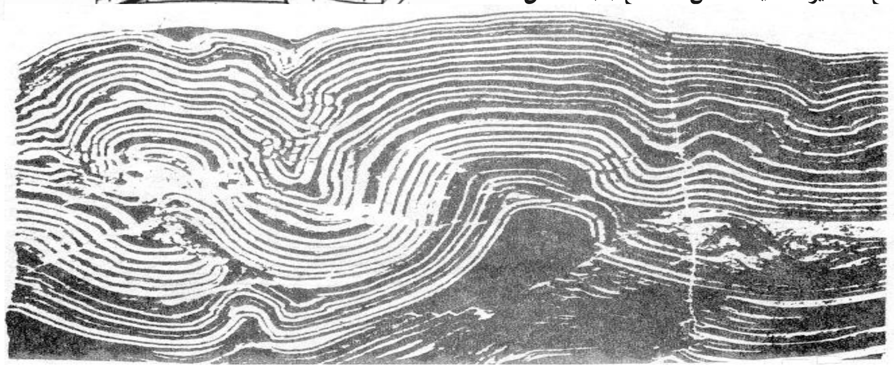




شكل 20.6

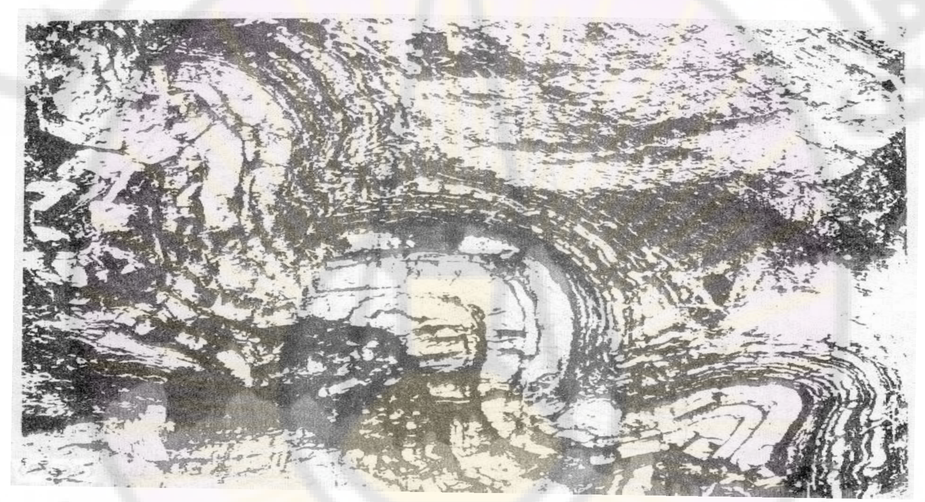
الفوالق المختلفة المتشكلة مع الطي والتعقيدات الممكنة لطي متساوي السماكة.

1- فوالق عادية في قمة المحدب 2- فوالق مقلوبة أصابت الأجنحة العمودية 3- فوالق في النواة 4- طي فالقي 5- مختلف المراحل التي يمر بها طي متساوي السماكة حتى التقطع 6- تغير التعقيدات من السطح باتجاه العمق.



شكل 21.6

مثال لطي متساوي السماكة (شريحة مصقولة)، نلاحظ أن المحدبين الأساسيين يتعقدان نحو الأسفل بتناقص شعاع الانحناء وظهور فوالق.



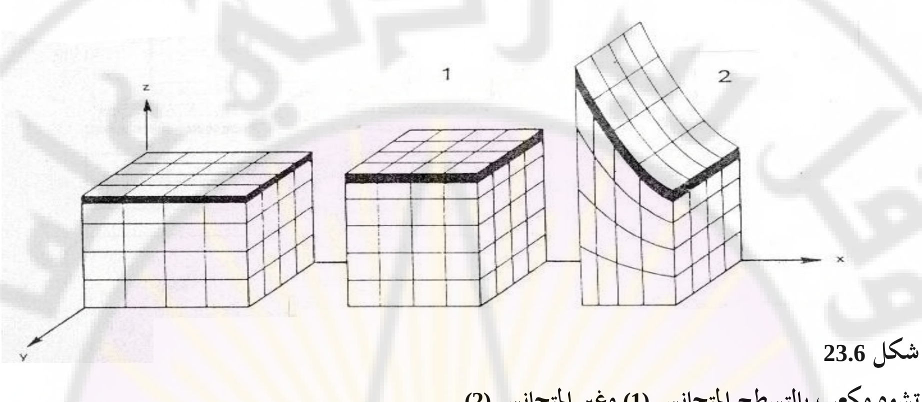
شكل 22.6

طي متساوي السماكة أصاب ألواحاً من الحجر الرملي المتوضع ضمن مجموعة غضارية بيليتية. الحجر الرملي والكسور مليئة بالكوارتز العمودي على التطبق، ونلاحظ بوضوح عدم الانسجام بين الحجر الرملي والغضار.

6-4-2- الطي بالتسطح أو الطي غير متساوي السماكة Pli par applatissement-Anisopaques

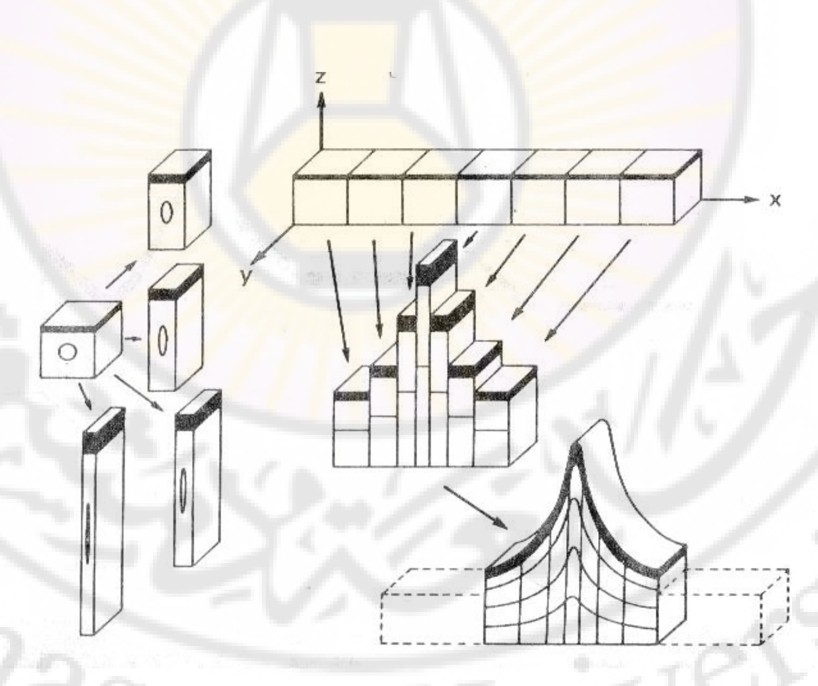
ويشمل كل طي يتشكل بفعل تسطح عام للمادة دون تدخل مهم للقص أو الانحناء. ويتميز بحدوث تقصير عمودي على مستوى التسطح، وهذا ما يميز هذا النوع من الطي عن طي السيلان Pli d'écoulement. ولا تحافظ الطبقات على سماكتها ولذلك فنحن بصدد طيات غير متساوية السماكة Pli anisopaques، ولكن غير متشابهة تماماً. ومع الأخذ في الحسبان ما ذكرناه، فإنه من النادر حدوث طي بالتسطح فقط، إذ غالباً ما يرافق إما مع ميكانيكية الانحناء أو السيلان، وهذا ما يعقد هذا النوع من الطي بشكل خاص.

ويوضح الشكلان (24, 23.6) ميكانيكية التسطح المتجانس وغير المتجانس. كما يوضح الشكل (25.6) قيم التقصير في طيات متسطحة، وأخيراً يقدم الشكلان (27, 26.6) نموذجين لطي تسطحي.



شكل 23.6

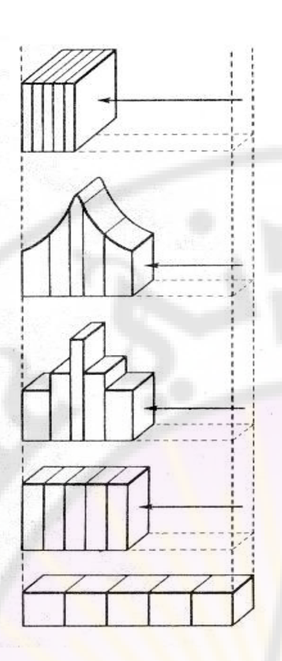
تشوه مكعب بالتسطح المتجانس (1) وغير المتجانس (2).



شكل 24.6

صورة توضح تحليل ميكانيكية تشكل طي بالتسطح غير المتجانس حيث كل مكعب تعرض للتسطح. الطي يمكن أن يتشكل مع أو بدون تقطع حسبما يكون تغير التسطح مفاجئاً أو متدرجاً.

Damascus University



شكل 25.6

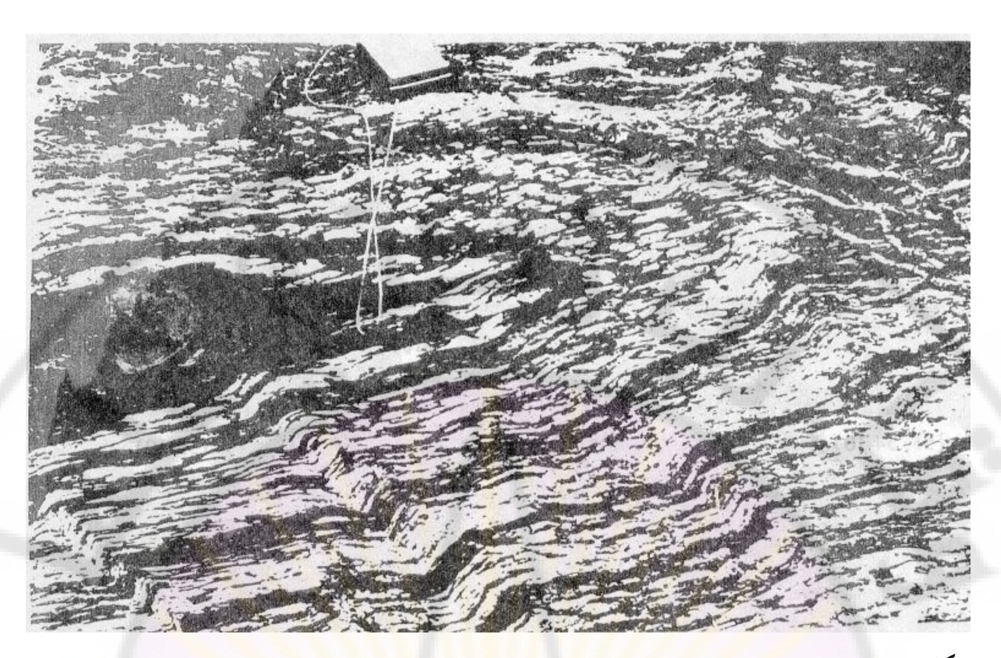
قيم التقصير الموافق لأجزاء مختلفة من طبقات متسطحة

6-4-3- الطي بالسيلان: Pli par écoulement mécanismes

ويشمل كل طي يتشكل دون حصول تقصير عمودي على المستوى المحوري، وينجم عن سيلان مستمر أو متقطع Écoulement continutou discontinu بشكل موازٍ لاتجاه محدد. فإذا كان التشوه مستمراً فإن أجنحة الطي تخضع لانزلاق مستمر. المحور X في إهليلج التشوه يكون مائلاً على المستوى المحوري للطي، ولكنه يميل لأن يصبح موازياً له عندما يزداد ميل الطبقات (شكل 28.6)، أما إذا كان التشوه متقطعاً فنحصل على مجموعة من مستويات الانزلاق متوازية فيما بينها.

يكون الطي متشابهاً أي الايزوغونات متوازية. ويتوقف شكل الطي على أسلوب السيلان، فإذا لم يتغير هذا الأسلوب إلا في اتجاه واحد فنحصل على طي محوره عمودي على هذا الاتجاه. يتوافق اتجاه السيلان مع المحور a، أما محور الطي فيتوافق مع المحور b العمودي على اتجاه السيلان، أما قيمة السيلان فيمكن أن تختلف في اتجاهين فنحصل على طي بمحاور مائلة حسب a، ويمكن ان تكون منحنية. وإذا لم يجر السيلان في اتجاه ثابت فإن تعقيدات إضافية تظهر، أي أن السيلان مضطرب ولم يعد يتم بشكل صفيحي Laminaire. وهنا يحصل تقصير أو تطاول ولانعده ضمن الشروط المحددة لتعريف طي السيلان.

في السوائل المضطربة تتعقد النتائج، ونحصل على طي مضطرب بأشكال معقدة، وليس لها علاقة مع طي السيلان الصفيحي سهلة التحديد. ويبين الشكل (29.6) تشوهاً شديداً بفعل طي دقيق، الميكانيكية السائدة فيه هي السيلان الصفيحي المضطرب وذلك ناجم عن عدم التجانس الليتولوجي في البيرينية الشرقية.



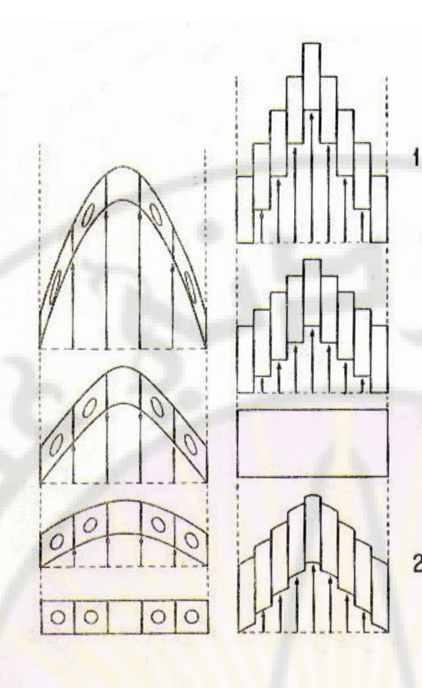
شكل 26.6

طي تسطح، مستوى التسطح يتوافق مع المستوى المحوري للطي. في الغلق الشسترة مائلة على التطبق، وفي الأجنحة موازية للتطبق.



شكل 27.6

طي وحيد الميل ذو غلق سميك وأجنحة رقيقة، وهو عبارة عن طي تسطحي.



شكل 28.6

مختلف مظاهر طي سيلان متشكل بانزلاق مستمر ومتقطع (1) أو متوسط (2). لاحظ أن الطي المتشكل هو دوماً من نوع الطي المتشابه.



شكل 29.6

تشوه شديد بفعل طي دقيق. الميكانيكية السائدة هي السيلان الصفيحي المضطرب، وذلك ناجم عن عدم التجانس الليتولوجي في البيرينية الشرقية.

Damascus University

يمكن أن نخلص مما تقدم إلى أن طيات السيلان يمكن أن تتشكل إذا ما تصرفت الصخور كسوائل، دون الضرورة لأن تصل إلى نقاط انصهارها. وبالفعل إذا كانت هذه الصخور لدنة، فإنه يمكنها أن تتصرف كأجسام لزجة على المقياس الزمني الجيولوجي. وهكذا يمكن للصخور أن تعطي طيات سيلان دون الوصول إلى نقاط انصهارها. ولكن قدرتها على ذلك تزداد كلما اقتربنا من نقاط انصهارها. وعند الوصول إلى نقاط الانصهار تتشكل طيات سيلان مضطربة.

6-4-4- الطي بالانحناء والقص: Pli par flexion et cisaillement

يحدث كثيراً أن يؤثر الانحناء في نفس الوقت الذي يؤثر فيه القص. ولقد رأينا سابقاً أنه عندما يعاني طي متساوي السماكة من تقصير متزايد يمكن أن نصل إلى نقطة التقطع (شكل 30.6) حيث تتشكل فوالق، في بعض أجزاء الطبقة. وفي هذه الحالة لا يتوقف الطي، وإنما يستمر في العمل في نفس الوقت مع الفوالق، ولكن بحقل جهود جديد لأن الجهد الأعظم يمتص من قبل الفوالق. وهكذا نميز بين مرحلتين من الطي: الأولى سابقة للتقطع الأولي والثانية لاحقة له. يمكن للفوالق أيضاً أن تسبق الطي متساوي السماكة، وفي هذه الحالة يأخذ هذا الطي قالب الفالق فنحصل على طي فالقي faille-pli، وهنا أيضاً يمكن أن نميز بين مرحلتين من التشوه.

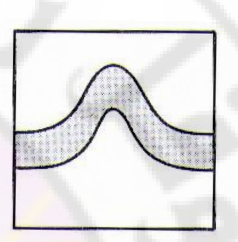
عندما يكون التقطع معاصراً للطي، تعاني الكسور من دوران، فنميز فوالق متناحية Synthétiques وفوالق لا متناحية Antithétiques، الأولى دوماً أكثر تطوراً ووضوحاً. وهكذا يمكن تفسير تشكل الفوالق المائلة على التطبق في أجنحة الطي عندما تكون هذه الأجنحة صلدة Raides.

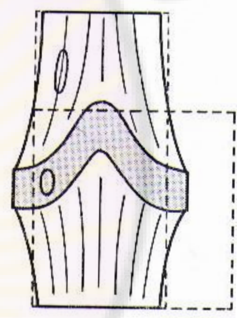
6-4-5- الطي بالانحناء والتسطح Pli par flexion et applaissement

نادراً ما يتشكل التسطح وحده. فعندما نكون بصدد مجموعات رسوبية غير متجانسة ذات ليتولوجية متباينة، كما هي الحالة العامة، فإن الانحناء يسبق أو يرافق دوماً التسطح، بحيث أن طيات المجموعات المشستزة تدخل دوماً الميكانيكيتين معاً.

في حالة حدوث الانحناء قبل التسطح، تتشكل طيات متساوية السماكة تتعرض لتسطح في مرحلة ثانية، وينجم عن ذلك طيات تكون ايزوغوناتها متقاربة نحو الأسفل في المحدبات والأجنحة، وتبدو أجنحتها مرققة في اتجاه عمودي على التطبق، أو تزداد سماكتها

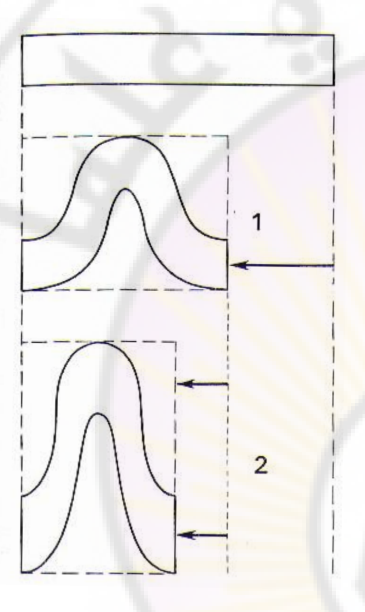
في اتجاه موازٍ للمستوى المحوري (شكل 30.6)، وهذا ما يميزها عن طيات التسطح السابقة من الناحية الهندسية. وإذا كان التسطح الذي يتوضع على الطي متساوي السماكة غير متجانس تتشكل طيات أكثر تعقيداً من الناحية الهندسية. وبما أننا غالباً ما نكون بصدد تعاقب مستويات متباينة ميكانيكياً، فإننا نحصل على تسطح مهم في مستويات دون أخرى، وهذا يعود إلى اضطراب مستويات التسطح حول الطي الموجود سابقاً (شكل 31.6).





شكل 30.6

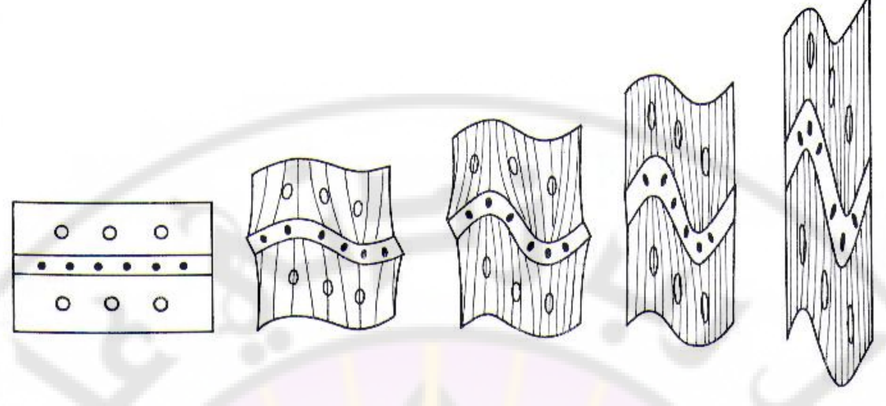
مثال لطي متساوي السماكة (1) تعرض للتسطح (2).



شكل 31.6

تأثير التسطح على طبقات لدنة تحوي مستويات مقاومة مشكلة على متساوي السماكة. الشستزة تتوضع فوق أجنحة الطي، وتأخذ شكلاً مروحياً خلف الطي.

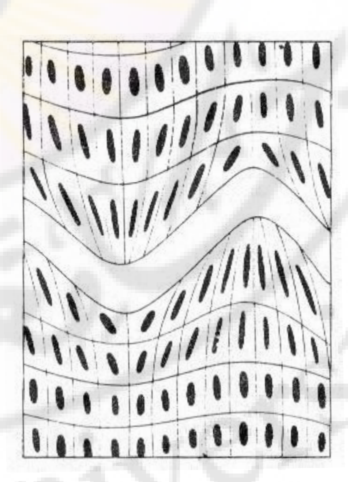
أما إذا كان التسطح مرافقاً للانحناء كما في حالة مجموعات متباينة ليتولوجياً مثل مجموعات مارنية كوارتزية، فإن المارن سيتعرض لتسطح. ويوضح الشكل (32.6) الحوادث التي تتشكل عندها. إن الانحناء الذي يصيب الكوارتزيت يؤثر على المارن الذي يتسطح، وهذا التسطح يخفف من تأثير الانحناء كلما ابتعدنا عن الكوارتزيت، بحيث يكون الطي في مستوى المارن أقل شدة منه في مستوى الكوارتزيت. كذلك بما أن شعاع الانحناء للطي متساوي السماكة يتناقص مع ازدياد التسطح فإن أشكال التسطح ستضطرب في نهاية مستوى الكوارتزيت. هذه الاضطرابات مشابهة لتلك التي تحدث في الطيات متساوية السماكة. ففي نواة المحدب تزداد قيمة التسطح، أما في القمم فيحصل العكس (شكل 33.6).



شكل 32.6

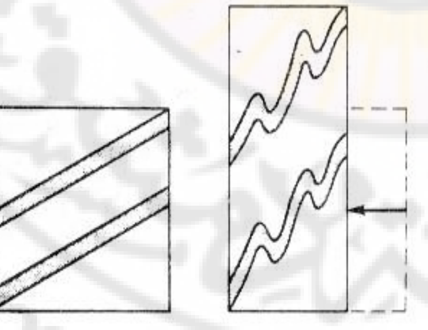
مختلف مراحل تشوه مجموعة غير متجانسة مكونة من مستوى مقاوم محصور بين مستويين أقل لدونة تتعرض لتسطح منذ المراحل الأولى، بينما المستوى المقاوم يتشوه بالانحناء ثم بالانحناء والتسطح.

إن شكل الطي الدقيق يتوقف على الفروق الليتولوجية بين المستويات المختلفة، أي على شدة كل من الانحناء والتسطح. بالإضافة إلى ذلك فإن الزاوية بين التطبق ومستوى التسطح تؤثر بشكل مباشر في شكل الطي. فإذا كانت قريبة من 90° نحصل على طي متناظر، وإذا ابتعدنا عن هذه القيمة نحصل على طي غير متناظر كلما كانت الزاوية ضعيفة (شكل 34.6).



شكل 33.6

مظهر تفصيلي لاضطرابات التسطح التي تتولد بجوار طبقة تلتوي بالانحناء.

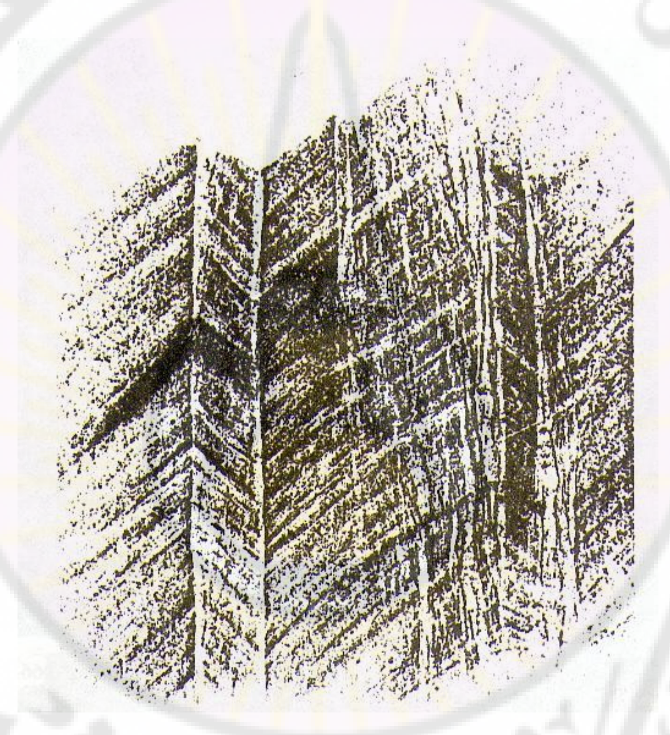


شكل 34.6

مظهر الطيات الدقيقة المتولدة بالتسطح في مجموعة غير متجانسة ذات تطبق مائل على مستوى التسطح. المستويات الملتوية أكثر مقاومة من الأرضية.

6-4-6- الطي الشريطي والطي الزاوي: Le knick et le pli en chevron

تستخدم عبارة knick للدلالة على طيات متشابهة خاصة ذات مقاييس صغيرة حيث شعاع الانحناء معدوم، أو ضعيف جداً، وحيث الأجنحة والمستويات المحورية مستوية، (شكل 35.6). في مقطع تتوافق المستويات المحورية مع نقاط تغير الانكفاء Point de rebroussement لمختلف الطبقات، وتبدو بنقاء ووضوح. المادة الملتوية غير متجانسة وغالباً ما تكون عبارة عن شيست.



شكل 35.6

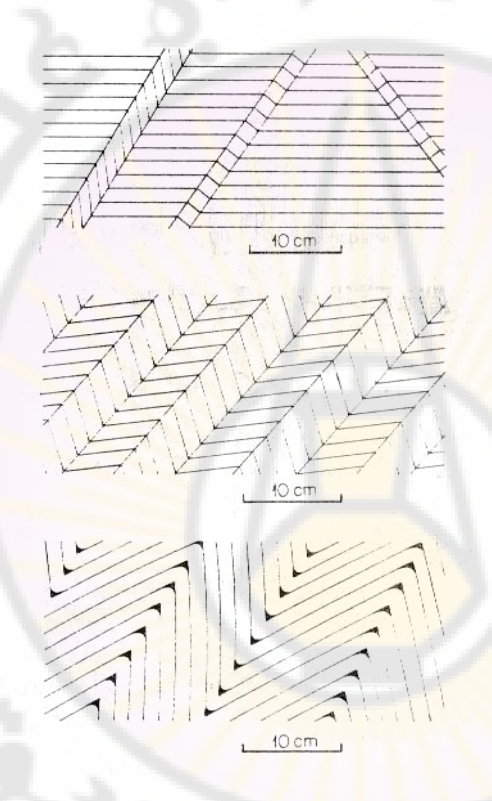
مثال Kinck-bandes أصاب شستزة حيث يلاحظ بجانب الـ Knick بالحجم الكبير أخرى بحجم صغير في الجانب الأيسر.

يمكن لهذه الطيات أن تكون معزولة أو متباعدة عن بعضها، وتبدو في مقطع على شكل ألواح ذات أطراف متوازية (شكل 35.6)، مما جعل مؤلفي البلاد الانكلو . سكسونية يسمونها kinck-bandes.

إن عرض هذه الألواح هو عادة أصغر من 10 سم، وغالباً من درجة سنتيمتر واحد. ويمكن لهذه الألواح أن تكون متباعدة عن بعضها بشكل منتظم، فنسميها طيات دقيقة

Damascus University

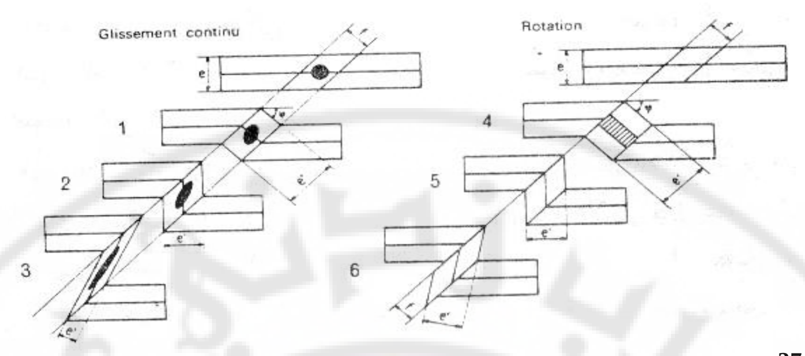
بشكل اوكورديون En accordén. أما عبارة طي زاوي Pli en chevron فتطلق على طيات بشكل اكورديون، بحيث أن شعاع انحناء الطبقات يبقى ذا قيمة على الأقل من طرف واحد من الطبقات، فتتشكل فراغات مثلثية بين طبقتين من الغلق (شكل 36.6). إن أبعاد الطيات En chevron ليست محددة كما هي الحال في طيات الـ knick إذ نجد منها ما يصل إلى مقياس الهيكتومتر ولكن المادة تكون دوماً غير متجانسة.



شكل 36.6

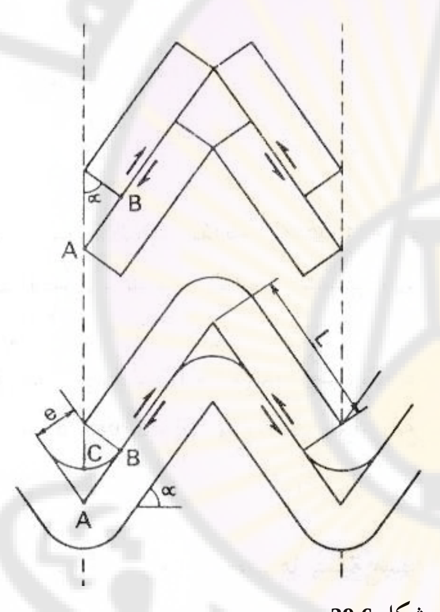
مثال عن الـ Knick أو – kinck bandes لطي اكورديون وطي زاوي En chevron.

ويبين الشكل (37.6) ميكانيكية تشكل الـ Knick، فإذا افترضنا knick معزولاً فإنه يمكن أن يتشكل إما بانزلاق بسيط أو بدوران أو بالاثنين معاً. في الحالة الأولى فإن عرض اللوح ℓ المتشوه يبقى ثابتاً مهما كانت شدة الطي، ويزداد التشوه المستمر بازدياد ميل الطبقات، مما ينجم عنه تناقص سماكة الطبقات e في الألواح المتشوهة. في الحالة الثانية حيث يحصل دوران مع ثبات طول اللوح فإن العرض ℓ يختلف، فهو كما في الشكل (38.6) يزداد في بادئ الأمر ثم يتناقص. وفي نفس الوقت السماكة e للطبقات المقاسة في الـ kinck-bandes تختلف، فهي تزداد أولاً ثم تتناقص إلى وضعها الأولي عندما يكون الطي تناظرياً ثم تتناقص أكثر.



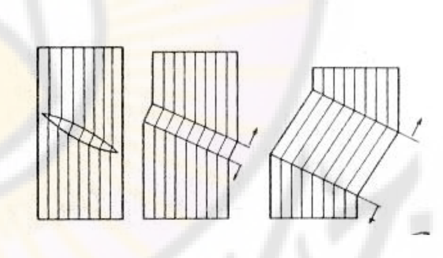
شكل 37.6

الهندسة التفصيلية لنوع من knick في مراحل مختلفة من التطور e . سماكة طبقة، é . سماكة الطبقة في الـ knick، f . سماكة اللوح الملتوي bande – knikée، φ زاوية knick.



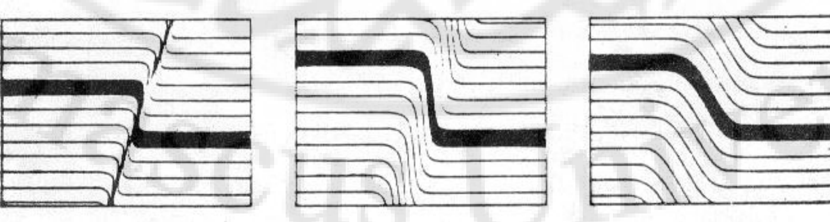
شكل 39.6

مظهر تفصيلي لطي زاوي en chevron مع أو بدون غلق.



شكل 38.6

موديل المنشأ الأكثر احتمالاً لـ knick بعملية هجرة للمستويات المحورية بدءاً من knick متناهي الصغر متناظر.



شكل 40.6

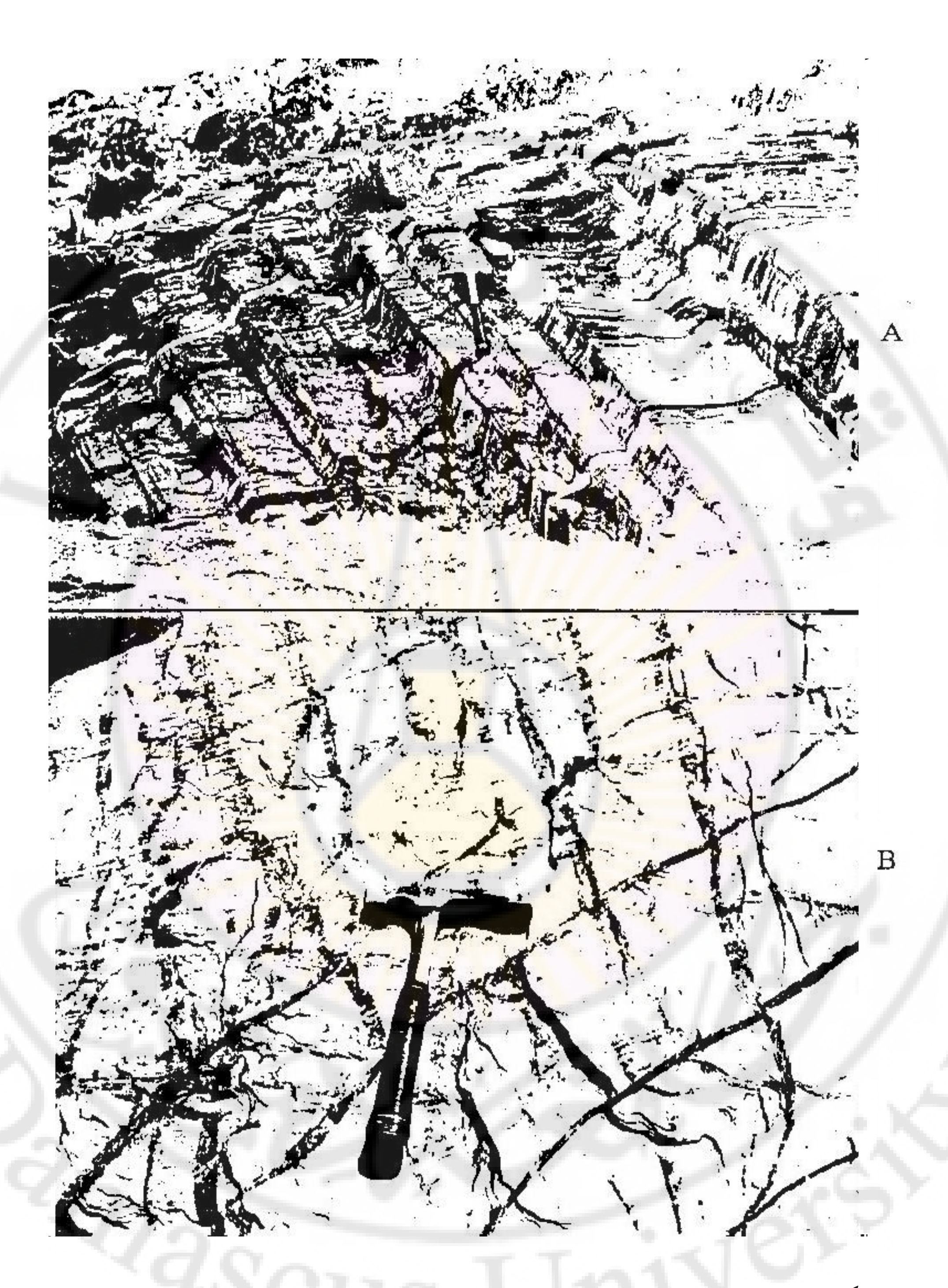
مختلف مراحل تطور الـ knick.

إذاً هذه الطبقات تبدي في بادئ الأمر مظاهر تمدد أو تطاول (تساوي e-é)، ثم تبعاً لقيم كبيرة دورانية، يحدث قص في المستويات المحورية، لأنه لا يمكن القول بحدوث تشوه مع تناقص في الحجم.

وهكذا فإن المظهر التفصيلي لـ knick يختلف حسب هذا النوع أو ذاك من الميكانيكية. وبمجرد الملاحظة لـ knick، وللتشوهات المستمرة المرافقة يمكن تحديد أي منها تدخّل. في الواقع يقر حالياً أن هناك ميكانيكية أخرى هي التي تتدخل حيث تتشكل knick متناهية الصغر من حيث العرض، ثم تتسع تدريجياً بعملية هجرة للسطوح المحورية، وتكون بالإضافة إلى ذلك متناظرة (شكل 38.6).

أما ميكانيكية الطي الزاوي فموضحة في الشكل (39.6) حيث أصاب طي طبقة سماكتها e، ذات ميل α وطول أجنحة الطي L. تنزلق الطبقات بعضها فوق بعضها الآخر ويمكن حساب مقدار هذا الانزلاق. إذا تشكل الطي اعتباراً من طبقة مقطوعة في الغلق شكل (39.6) فإن الانزلاق يساوي $AB = e \text{ tag } \alpha$ ولكن بما أنه لا يوجد انقطاع في الألواح، فإن الانزلاق أقل شدة من ذلك، لأن الغلق يؤدي إلى حدوث انزلاق في اتجاه معاكس قيمته معادلة للقوس BC أي مساوي ea، وعليه فإن القيمة الكلية للانزلاق هي (AB-BC) أو ex- α e tag. يمكن إذاً حساب العلاقة بين سماكة الطبقات، طول الأجنحة وقيمة التقصير، ويمكن البرهان أن ميل الأجنحة لا يمكنه تجاوز حدود معينة. ونفسر بهذه الطريقة أن الطي الزاوي en chevron لا يزيد ميلها أبداً عن 60°. وفي الواقع تنزاح الأمور بعض الشيء إذ نصادف كل المراحل المتوسطة بين طيات متشابهة ذات شعاع انحناء معدوم، أو ضعيف، وطيات ذات شعاع انحناء أكبر. بالإضافة إلى ذلك إذا ما زدنا التقصير يمكن أن نصل إلى التقطع، والحصول على knick مستواه المحوري يتوافق مع فالق، وغالباً ما يكون عبارة عن فالق لدن (شكل 40.6). ويوضح الشكلان (42, 41.6) نماذج حقلية لهذا النوع من الطي.

ويمكن التأكد غالباً أن الـ knick-bandes تنمو وتبدو كطيات متقاطعة pli conjugués (شكل 41.6) يتوافق معها اتجاهات تقصير واتجاهات تطاول. فعندما يكون اتجاه التقصير قريباً من الأفقي نصفها بانها مقلوبة knick inversés بالمقابل مع الفوالق المقلوبة، وعندما يكون اتجاه التطاول هو القريب من الأفقي نصفها بأنها عادية knic normale وهناك نوع ثالث يتوافق مع knick ليس متقاطعاً ومحورياً.



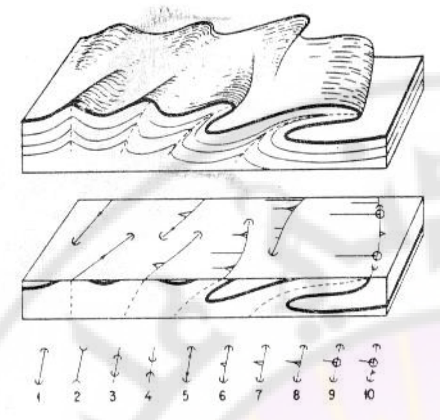
شكل 41.6

Knick ذو مقاييس كبيرة لوى شستزة سابقة (A)، ومتقاطع أصاب مستوى شستزة بريكاميريان (B) (شمال غرب إسبانيا).



شكل 42.6

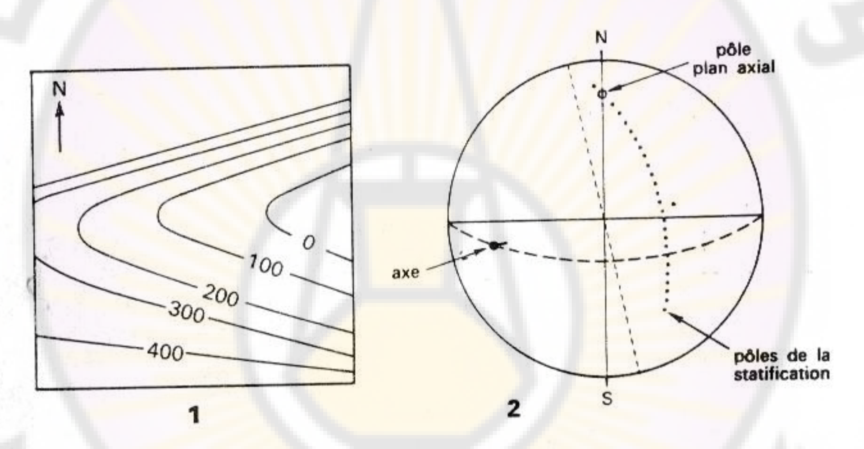
Knick ذو غلق مدور مرافق بشستزة دقيقة ذات تشققات موازية للمستوى المحوري للطيات. شريحة مجهرية بقياس (14 × 10سم).



شكل 43.6

نموذج تمثيل الطي على الخرائط.

2.1- محدب ومقعر، 4.3- محاور محدب ومقعر، 5- محدب مع تغريق محوري، 7.6- محدب مع ميل شديد وضعيف للمستوى المحوري، 8- طي مع جناح مقلوب، 9- مع مستوى محوري أفقي، - 10 مع مستوى محوري ملوي ومغرق.



شكل 44.6

تمثيل باستخدام منحنيات تساوي العمق loso baths (1) وشبكة شميدت (2).

5-6- تمثيل الطيات Representation des plis

يجب بذل الجهد لتمثيل، إضافة إلى ميل التطبق، مظهر السطح المحوري على الخرائط حيث نحدد الاتجاه والميل، وكذلك ميل محور الطي. وبما أن هذه القيم تتغير من طبقة إلى أخرى، فإنه يجب تحديد المستوى الذي قيست بالنسبة له (شكل 43.6).

عندما تكون الطيات بسيطة فأفضل طريقة لتمثيلها هي رسم الايزوبات Isobaths الأفقي أو أكثر، أي مختلف منحنيات هذا الأفقي (شكل 44.6). وفي بعض الحالات من الأفضل تمثيل الطي وعناصره باستخدام شبكة شميدت (شكل 44.6).

الفصل السابع

تكتونيك الصفائح والزلزالية

TECTONIQUE DE PLAQUES ET SEISMOLOGIE

بات مقبولاً، بل ومؤكداً أن التشوهات التي تصيب الليتوسفير، القشرة الأرضية والمعطف، ما هي إلا نتيجة لحوادث عميقة تتم في الاستينوسفير Asthénosphère (على عمق من 70-150 وحتى 800كم)، وأنها، أي هذه الحركات هي المسبب لانتقال الليتوسفير Lithosphère (سماكته من 70-150كم)، المتوضع فوق الاستينوسفير، وأن تشوهات القشرة (التي هي جزء من الليتوسفير، بسماكة 40كم تقريباً) ما هي إلا نتيجة لهذه الحركات. هذه الوقائع البسيطة تبين أنه من غير المجدي محاولة التفتيش عن فهم الميكانيكية الأرضية بناءً على الملاحظات السطحية، وأنه لابد من دعم هذه الملاحظات بالمعطيات الجيوفيزيائية والجيوكيميائية عن المناطق العميقة من القشرة والمعطف العلوي. وهذا يعني أنه لابد من تضافر عدد كبير من العلوم لتفسير ميكانيكية الأرض وتطورها، أي التعاون بين الجيولوجيين والجيوفيزيائيين والجيوكيميائيين.

حملت إلينا نظرية تكتونيك الصفائح معطيات مهمة عن بنية الأرض ومكوناتها من وجهة نظر جيوفيزيائية وعدّت الغلاف الصخري (الليتوسفير Lithospère) مكوناً من صفائح[1] رئيسية تتوزع في عدد كبير من تحت صفائح تعوم فوق الأستينوسفير Asténosphère، وتتحرك حركات تقاربٍ أو تباعد أو انزياح، وهذه الحركة هي المحرك المولِّد للهزات الأرضية التي تنحصر إذاً بين هذه الصفائح، أو ما يعرف بالأحزمة الزلزالية، أما داخلها فيكون غالباً خالياً منها أو بنسبة أقل بكثير. وأما القسم البنيوي الأعمق والأخير من المعطف فهو الميزوسفير Mésosphère ومعلوماتنا عنه، كما سنرى، أقل مما هي عما فوقه، رغم ندرتها هي الأخرى بفعل عمق هذه النطاقات وصعوبة الوصول إليها وانحصار معارفنا عنها في معطيات غير مباشرة (هزات أرضية، براكين، قياسات جيوفيزيائية سطحية ..إلخ).

---

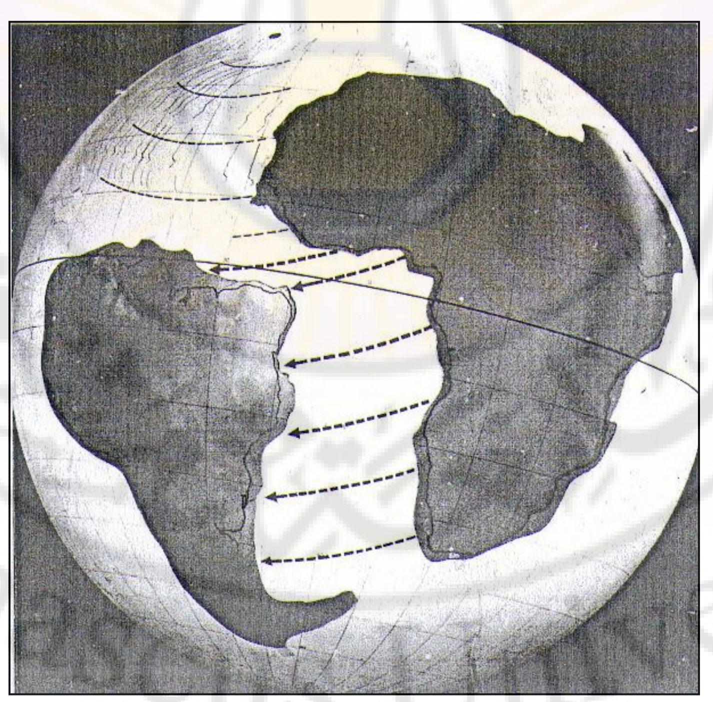
[1] الصفائح الست الأساسية هي: الصفيحة الباسيفيكية، الصفيحة الأوروآسيوية، الصفيحة الهندية، الصفيحة الإفريقية، الصفيحة القطبية الجنوبية والصفيحة الأمريكية، وهناك من يجعل الصفائح اثنا عشر (انظر كتابنا المخاطر الزلزالية. منشورات دار طلاس. 2005).

7-1- المفاهيم الأساسية لنظرية تكتونيك الصفائح

لم تتم صياغة نظرية تكتونيك الصفائح بشكل مفاجئ، ولم تقم بجهد فردي وإنما جاءت حصيلة لجملة من الجهود المبذولة على مدى مايزيد عن خمسة عقود (1910-1960)، أمكن خلالها فهم المبادئ الأساسية التي قامت عليها هذه النظرية وهي: انزياح القارات، توسع قاع المحيطات وأخيراً فهم الخصائص الريولوجية للمعطف.

7-1-1- انزياح القارات

إلى مطلع القرن العشرين، وبالتحديد إلى الحقبة مابين 1910-1929، تعود فكرة انزياح القارات للعالِم فيغنر الذي لاحظ إمكانية تعشيق تامة للحدود القارية لكل من أمريكا الجنوبية وأفريقيا (الشكل 1.7). ثم كانت جملة من المعطيات والدراسات على مدى مايزيد عن خمسين عاماً، أسهم فيها علماء كثيرون من جنسيات مختلفة: تايلور 1929، هولمز 1940، هيس 1962، لوبيشون 1967، وغيرهم، حتى صيغت نظرية تكتونيك الصفائح التي هي حصيلة مجمل المفاهيم المبينة أعلاه.



شكل1.7

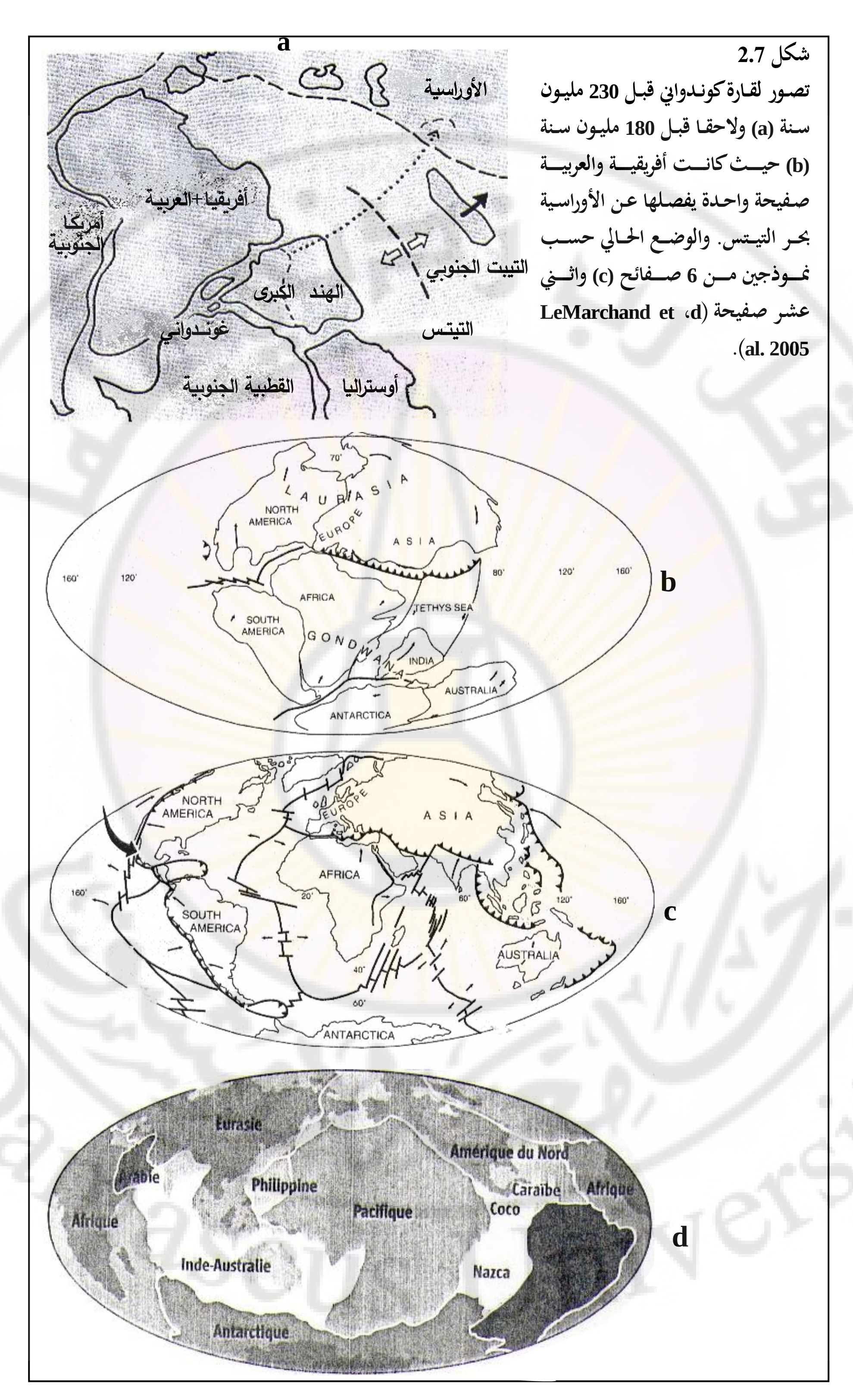
انطلاقة نظرية انزياح القارات من إمكانية تعشيق الأطراف القارية لكل من أمريكا الجنوبية وأفريقيا.

على أنه من المفيد الإشارة إلى أن الصفائح ليست فقط تلك الأرض الممتدة البارزة فوق سطح البحر، بل إنها تشمل الأراضي المغمورة حتى أعماق 200م. وهي تتميز بوجود طبقة رسوبية على قاعدة كريستالية من الغنيس والغرانيت أو الغرانوديوريت. هذه التشكيلات الصخرية بمجملها لاتكون موجودة في القيعان المحيطية. هذا من جهة، ومن جهة أخرى تكون سماكة القشرة كبيرة في القارات، من 25-50 كم (وأحياناً أكثر أو أقل حسب البنيات)، بدلاً من 5-10 كم تحت المحيطات.

لم تتأكد فكرة انزياح القارات لمجرد إمكانية التعشيق المشار إليها بين الأطراف القارية (لا السواحل) لكل من أفريقيا وأمريكا الجنوبية، بل عبر براهين عديدة إضافية مثل: طبيعة السحنات، الاتجاهات البنيوية، عمر الصخور. كما أمكن العثور على جانبي الأطلنطي على الأنواع المستحاثية الأرضية نفسها ومنها مثلاً نوع الميزوزوروس Mesosaurus والتي هي زواحف Reptillers صغيرة كانت تعيش في نهاية الحقب الأول Paléozoique. وبعض الخبراء أشار إلى وجود آثار جليدية يعود عمرها إلى نهاية الحقب الأول من أمريكا الجنوبية، أفريقيا، الهند وأستراليا، والتي يمكن عدّها جميعاً من القبعة الجليدية نفسها، إذا ماتم إعادة جمع هذه القارات. كل ماسبق يبرهن لنا أن هذه القارات كانت في الحقب الأول وحتى بداية الحقب الثاني Mésozoique مجتمعة في قارة عملاقة هي قارة كوندواني Condwanie التي انقطعت وانشطرت منذ ذلك الحين وقادت إلى الوضع الحالي الذي يجعل الليتوسفير مكوناً من عدد من الصفائح يتراوح بين 6-12 صفيحة (الشكل 2.7).

2-1-7- اتساع قاع المحيطات وتجدده

يتعرض الليتوسفير، أو الغلاف الصخري، لعمليات مختلفة، أهمها عمليات التباعد القاري والمحيطي، التي ينجم عنها بنيات كبيرة ومهمة تعرف بالانهدامات القارية في القارات، والأعراف المحيطية في المحيطات التي شكلت مادة الفصل الثالث. وهذه الأخيرة أسهمت في صياغة نظرية تكتونيك الصفائح واستكشاف قاع المحيطات وفهم الحوادث التي كانت تتم على مستوى هذه القيعان بدءاً من العام 1960. أكدت هذه الدراسات التي قامت بها جامعات ومعاهد مشهورة ومتخصصة عبر برامج هادفة، وجود أعراف (ضهور) محيطية (Mid oceanic ridge, Rides médio océaniques)، ماهي إلا نطاقات جبلية يمكنها أن تمتد بعرض 1500 كم، وتجتاز كل المحيطات، وقد ترتفع في الوسط إلى 1-3 كم فوق قاع المحيط.



شكل 2.7

تصور لقارة كوندواني قبل 230 مليون سنة (a) ولاحقا قبل 180 مليون سنة (b) حيث كانت أفريقية والعربية صفيحة واحدة يفصلها عن الأوراسية بحر التيتس. والوضع الحالي حسب نموذجين من 6 صفائح (c) واثني عشر صفيحة (d، LeMarchand et al. 2005).

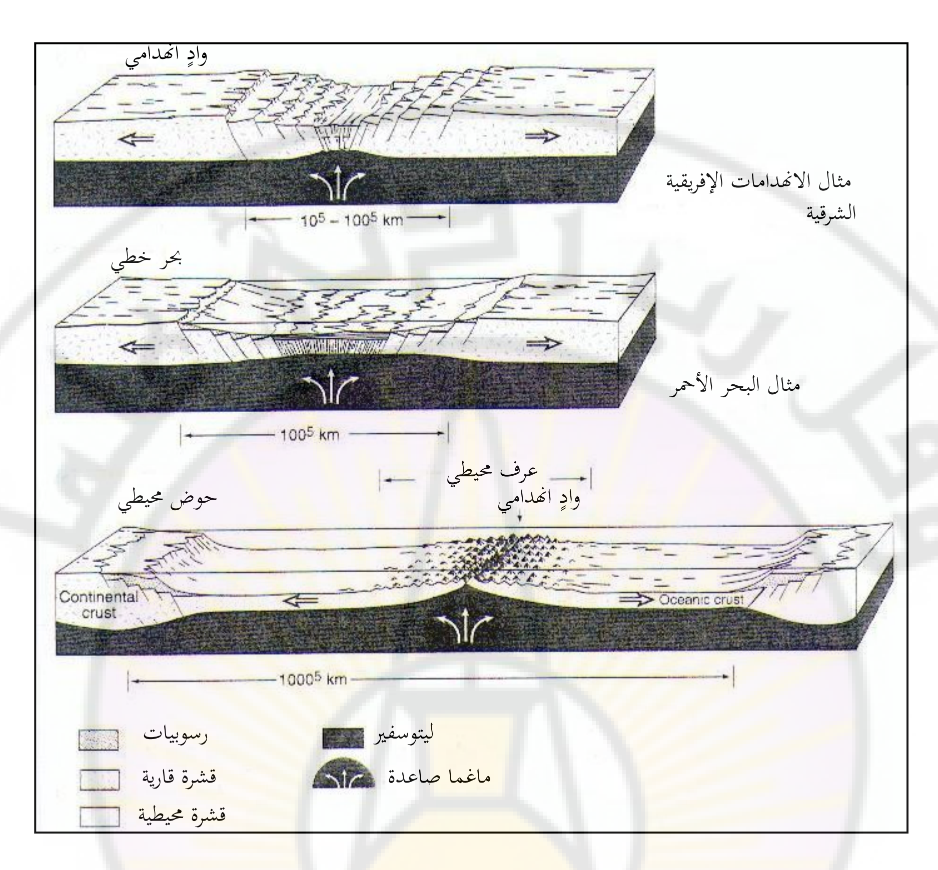
هذه البنيات الضخمة وسط المحيطات ماهي إلا نتيجة لعمليات تباعد في قاعها، وهي نظير الانهدامات القارية التي تحصل بفعل تباعد قاري، وتخطِّط قاع المحيطات كما تخطط الانهدامات القارية سطح الأرض في مناطق حدوثها (شكل 3.7). وهذه التضاريس وسط المحيطية، المسماة ظهور وسط المحيط، والاسم الأكثر شيوعاً هو الأعراف المحيطية، ماهي إلا حصيلة تراكم اندفاعات تترافق دوماً مع عمليات التباعد هذه كما مع تلك القارية. ولما كان هذا التباعد يحصل على دفعات متتالية، فإن الاندفاعات الأحدث تغطي في كل مرة تلك الأقدم، وبالتالي فإن قاع العرف يكون مكوناً من اندفاعات حديثة غطت تلك القديمة ومن هنا وُجِد مفهوم تجدد قاع المحيطات (Renouvellement des fonds océaniques, Sea floor spreading).

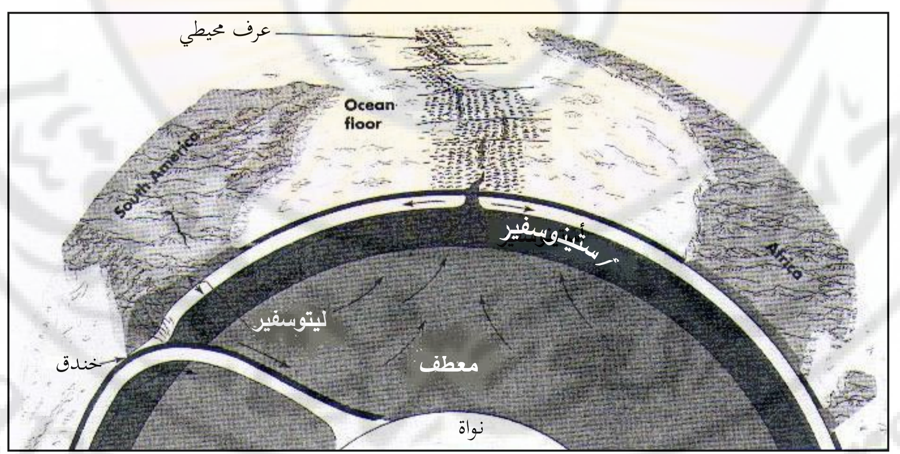
يتبين لنا أن التشوهات غير الزلزالية بين الصفائح يمكن إهمالها بالنسبة لهذه الحركات، ويمكن القول بتقريب أولي: إن القبب الكروية صلبة تماماً وأن أطرافها تتشكل نتيجة لنشاط زلزالي يرافق هذا التشكل. ومن الممكن إذن أن نحدد بطريقة بسيطة الحدود بين هذه الصفائح، ووصف هندسة انتقالها بعبارات حركية لأجسام صلبة متوضعة على الكرة.

إن ظهور نظرية تكتونيك الصفائح يفرض علينا النظر إلى المفاهيم الجديدة لتحليل التكتونيك ضمن إطارها العام ومنها: اعتبار أن الصفائح المكونة للكرة الأرضية صلبة وتقوم بحركات نسبية، أنه لا فرق كبيراً بين الصفائح التي تحوي قارات، وتلك التي تحوي محيطات، وأن الاختلاف كبير بين حركات هذه الصفائح وحركة الأستينوسفير المتوضعة عليه.

7-1-3- البنية الريولوجية للمعطف

يعود الفضل في الأفكار الحديثة التي تم الحصول عليها عن بنية المعطف لكل من إيلزاسير (Elsasser 1967)، ماك كينزي (Mc-kenzie 1967) وأليفر وإسحاق (Oliver et isacks 1967). فمن الناحية الريولوجية يقسم الغطاء إلى ثلاث طبقات مركزية لها خواص ميكانيكية مختلفة (شكل 2.1 و 3.7).





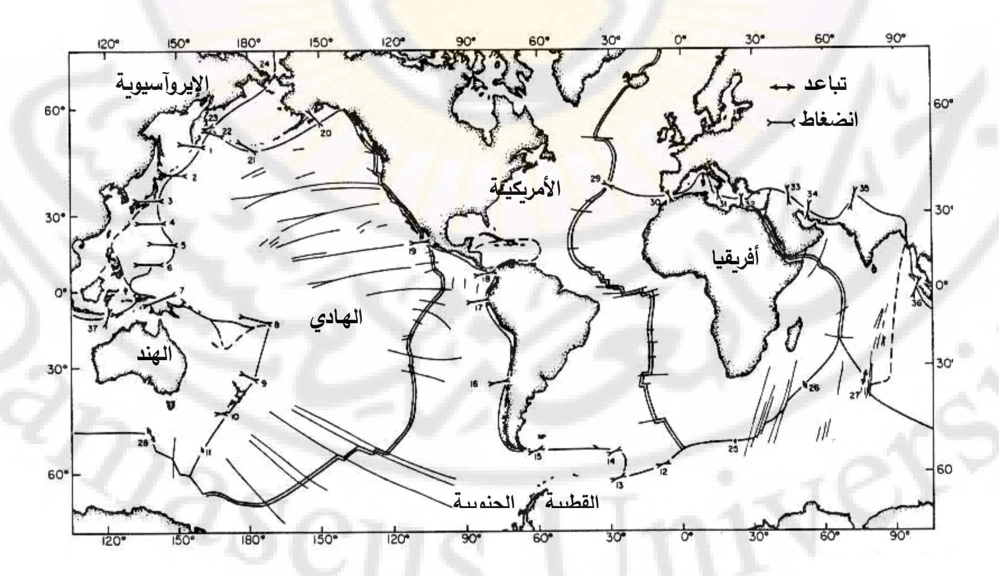
شكل 3.7

مخطط يوضح آلية تشكل البنيات التباعدية القارية والمحيطية (في الأعلى)، ونموذج يوضح حركة الصفائح (أمريكا الجنوبية وأفريقيا) واتساع قاع المحيط وتشكل الأعراف المحيطية وتقبب المعطف وصعود القنزعات (الرِيَش) من الأستينوسفير عبر مقطع الكرة الأرضية (Keller and Pinter 2002) (في الأسفل).

■ **الليتوسفير La lithosphère**

هو الطبقة السطحية التي تصل سماكتها 70 كم تحت الأحواض المحيطية، وإلى الضعف تقريباً تحت السطيحات القديمة (Boucliers). ويتميز الليتوسفير قبل كل شيء بأنه يستطيع أن يتحمل خلال وقت كبير ضغوطاً من مرتبة الكيلوبار دون أن يسيل، في حين أن الأستينوسفير المتوضع تحته لايستطيع ذلك. ويعدّ الجزء من الكرة الأرضية الذي يؤدي الدور الأساسي في ميكانيكية الأرض وهو يتمتع بالصفات الآتية:

- يبدو على سطح الأرض بشكل عدد من الصفائح أو بالأحرى القبب الكروية ذات الأبعاد الكبيرة (دوماً عدة ملايين من الكيلومترات) وخالية تقريباً من التشوهات. ويوضح الشكل (4.7) نموذجاً لست صفائح هي المعتمدة علمياً. وبما أن هذه القبب الكروية قد عانت انتقالات كبيرة (عدة ملايين من الكيلومترات) دون أن تتشوه، فلذلك يجب القول بأن الليتوسفير ذو صلابة كبيرة ويستطيع تحمل جهود عظيمة لأوقات طويلة دون أن يتشوه، وهذا يعني أن لزوجته كبيرة جداً من مرتبة 10^{24} بواز (Poise)، وهي أكبر بثلاث مرات من لزوجة الأستينوسفير، وبالتالي فإن سرعة الموجات الاهتزازية كبيرة جداً، وكذلك فإن كثافته قد تكون أكبر من كثافة الأستينوسفير.



شكل 4.7

نموذج لست صفائح هي: الصفيحة الباسيفيكية، الأوراسية، الهندية، القطبية الجنوبية والأمريكية (Le Pichon 1968).

- إن حده مع الأستينوسفير، المتوضع تحته، واضح جداً، غالباً، بحيث يمكننا أن نعدَّ أن الصفيحة الليتوسفيرية تعوم فوق الأستينوسفير اللزج، وحركتها تكون مستقلة عن حركة هذا الأخير.
- إن صفيحة ليتوسفيرية يمكن أن تشمل بشكل غير منتظم سطوحاً محيطية وسطوحاً قارية، ولايتوافق مفهومها مع مفهوم القشرة، ويمكن عدّ القشرة ضمن صفيحة مثل قطعة من الخشب المتجلدة ضمن قالب من الثلج. وبما أن قالب الثلج يحافظ على صلابته فإن قطعة الخشب لاتغير من وضعها، ولكن بما أن القشرة القارية ذات كثافة أصغر مما حولها، نظراً لأنها مركبة من مكونات مختلفة التركيب الكيميائي، فلايمكنها الهبوط، وبالتالي تعيق الصفيحة التي توجد فيها من الانغماس في الوسط المحيط بها، لتعمل على تمديده وتخفيف كثافته.

■ **الأستينوسفير L'asténosphère**

يقع تحت الليتوسفير بسماكة تتراوح من 70- 150كم وحتى 350كم. وهو يشكل تقريباً طبقة متجانسة من الناحية الكيميائية، ولكن يبدو أن خصائصه ليست متجانسة تماماً، بحيث يمكن تمييز طبقات عديدة تتمايز صفاتها بشكل بسيط. إن الجزء العلوي منه والمحصور بين 70- 150 وحتى 850 هو الأستينوسفير، أما ماتبقى فيشكل ما يسمى الطبقة الانتقالية: La couche de transition. ويمكن تحديد الأستينوسفير بأنه طبقة لاتستطيع تحمل جهود عالية خلال أوقات طويلة، والاختلاف الرئيسي بينه وبين الليتوسفير هو أن الطبقات الأولى من الأستينوسفير بين 70-100كم كظومة جداً Subra-adiabatiques بحيث أن التصلب يبدأ من قاعدة الليتوسفير، مما يغير في الصفات الميكانيكية لصخور الأستينوسفير التي تكون سرعات الموجات الاهتزازية فيها ضعيفة. ويفترض أن تركيبه الكيميائي هو بيريدوتيتي مع تغير في الحالة الفيزيائية عمودياً. إن حالة من الانصهار الجزئي تسمح بتفسير سرعة الموجات الاهتزازية الضعيفة فيه.

من المؤكد أن الأستينوسفير هو مصدر لحركة مواد بأحجام كبيرة تسبب انتقال الصفائح العائمة فوقه. وكثيراً ماوصفت هذه الحركات بتيارات تحميل Courants de Convection ناتجة عن تمايز في الكثافة، غير أن طبيعة هذه الحركات ليست حتى الآن معروفة بشكل جيد، ولكن يفترض أن حركة الأستينوسفير هي في اتجاه معاكس لحركات الليتوسفير، وهذا يجعل من الأستينوسفير نطاقاً متحركاً Zone mobile.

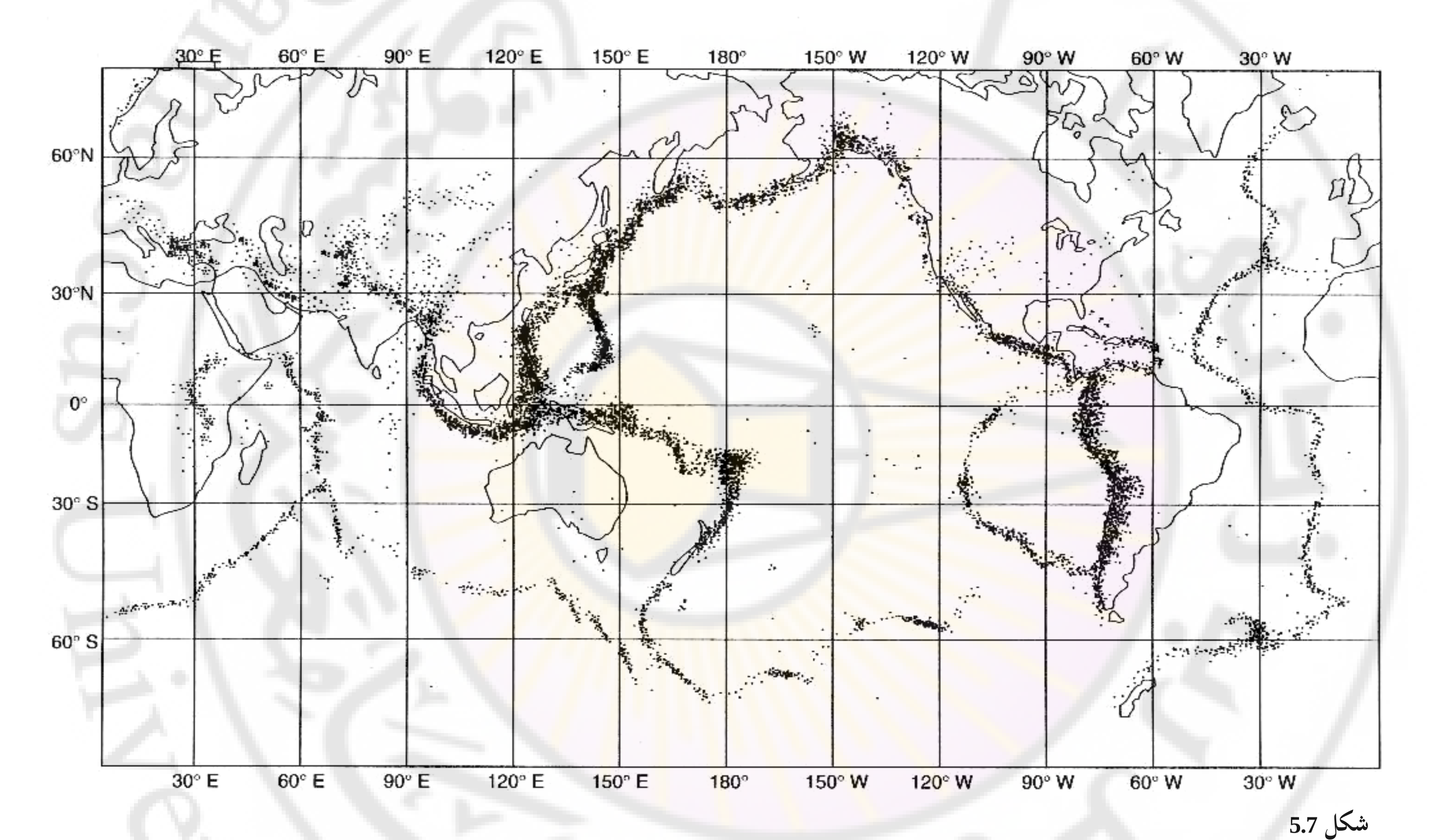
إن الدراسات الجيوفيزيائية الحالية تتجه إلى الأستينوسفير، وإلى طريقة انغماس الليتوسفير فيه، ويؤمل من ذلك الحصول على معلومات مهمة عن المعطف.

■ **الميزوسفير La Mmésosphère**

يقع الميزوسفير تحت أعماق تزيد عن 700-900 كم، وهو خامل نظراً لأنه فقد قسماً كبيراً من مكوناته المشعة Constituents radioactifs في حقبة من تاريخ الأرض. ومن الممكن أن تكون اللزوجة الظاهرية للمعطف السفلي أكبر بكثير من لزوجة الأستينوسفير وربما من مرتبة 10^{26} بواز، كما تشير نتائج ماك كينزي Mc-kenzie1966 التي دحضها غولدريش وتومر (Goldreich et toomer 1969). وهذه اللزوجة المتزايدة تفسر سبب توافق هذا العمق مع العمق الأقصى لسطوح بنيوف Benioff الاهتزازية المشتركة مع الحفر المحيطية، مما يشير إلى أن تيارات التحميل تقتصر على المعطف العلوي حتى عمق 700- 800 كم.

2-7- مفهوم نظرية تكتونيك الصفائح

تنطوي نظرية تكتونيك الصفائح على نموذج حركي يأخذ بالحسبان النشاط التكتوني الحالي على سطح الأرض. يقوم هذا النموذج على مبدأ بسيط يكمن في أن الطاقة الميكانيكية المبددة على سطح الأرض تنحصر في بعض الأحزمة المولدة الضعيفة الخاضعة لتشوهات مرافقة بنشاط زلزالي شديد (شكل 5.7). هذه الأحزمة المولدة، والتي هي من طبيعة متنوعة، تحدد إطار الصفائح، التي يمكن أن تكون قارية كما محيطية، والتي على مايبدو لاتخضع لأية تشوهات أو إجهادات حالية تذكر، باستثناء تلك الناجمة عن عمليات الهبوط بفعل ثقل الرسوبات كما في حالة الهامش القاري الأطلنطي. من المنطقي إذاً أن نفترض أن هذه الأحزمة المميزة بنشاط زلزالي شديد هي نطاقات تداخل بين الصفائح القارية الكبيرة الصلدة المكونة لسطح الأرض، وهو ما يمثل الفرضية الأساسية لتكتونيك الصفائح: الأحزمة المولدة هي الأحزمة حيث تتولد الحركات التفاضلية- المتباينة، بين الصفائح الصلدة. وقد أمكن التأكد بواسطة العديد من الدراسات (البرنامج الأمريكي للحفر العميق JOIDES، اتساع قاع المحيطات لهيس 1962، توزع الشواذات المغناطيسية القديمة لفين وماتيوس 1963) أن هذه الحركة هي من مرتبة السنتيمترات في السنة، أي مايعادل عدة آلاف كيلومترات في مئة مليون سنة. وهكذا أمكن في ضوء هذه المعطيات وتطبيق برامج ونماذج حاسوبية إعادة بناء وضع الصفائح المكونة لسطح الأرض وحساب الحركة وفهم جيوهندسيتها، الأمر الذي أحدث نقلة نوعية هي بمثابة ثورة علمية في الجيولوجيا. ويعتقد أن هذه الثورة ستستمر وسيشهد القرن الحادي والعشرون، كما أشرنا، نهضة العلوم الجيولوجية.



شكل 5.7

خارطة إجمالية للزلازل بين (1963-1988) توضح أن هذه الزلازل تتوضع في أحزمة تحيط بالصفائح التكتونية (Veller and Pinter 2002).

3-7- تكتونيك الصفائح والزلازل Tectonique de plaques et sismicité

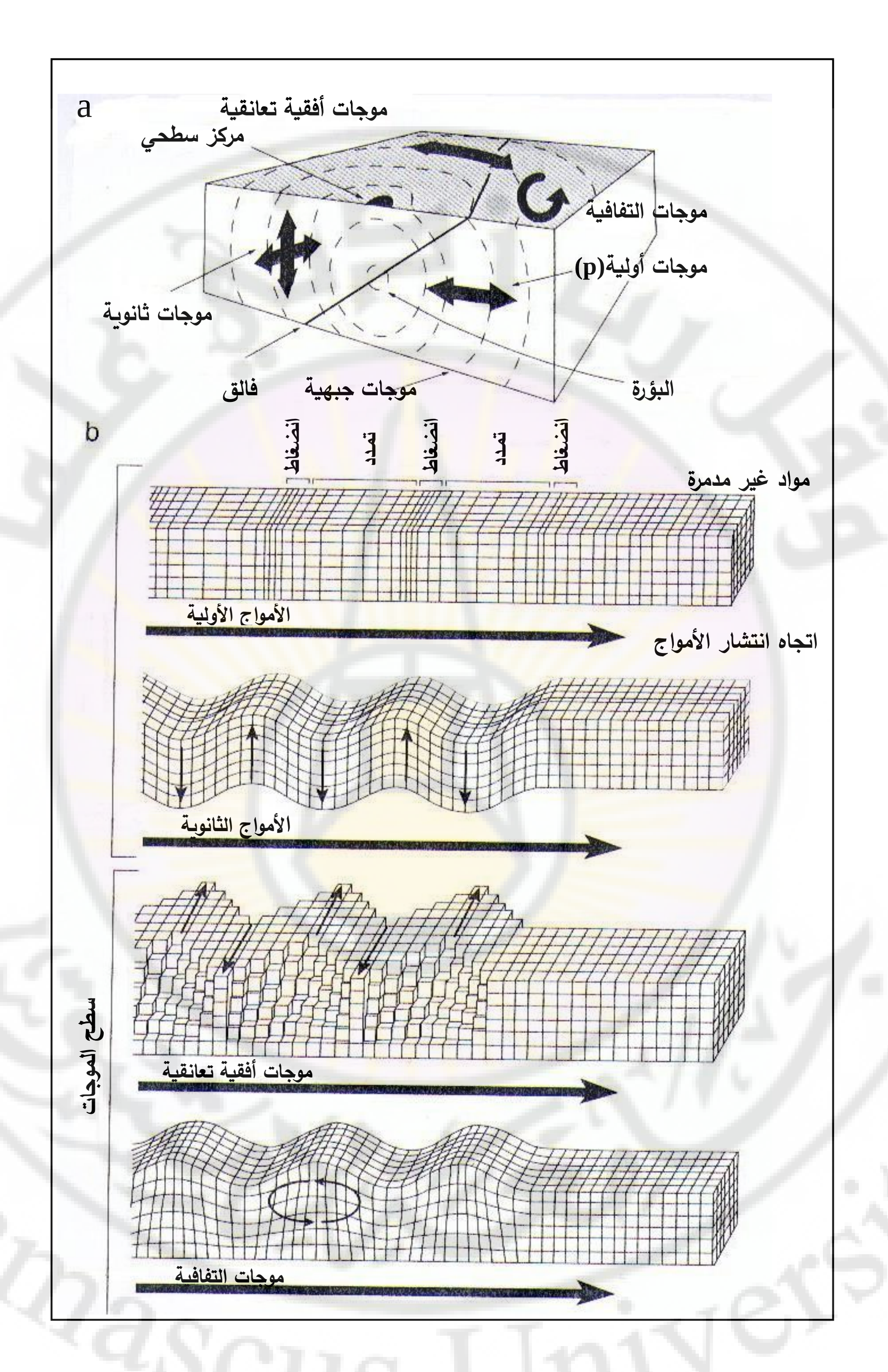
إن دراسة توزع الزلازل يسمح لنا باستيعاب مفهوم تكتونيك الصفائح. فيكفي أن ننظر إلى خريطة توزع الزلازل في العالم (شكل 5.7) كي نتحقق مباشرة أن النطاقات الاهتزازية تحدد أحزمة ضيقة تحيط بنطاقات غير اهتزازية Zones asismiques هي الصفائح.

تبين دراسة أعماق الزلازل، كما أشرنا، أن مراكز الزلازل السطحية epicenters تتوضع على امتداد مستويات مائلة تعرف بمستويات بينيوف (شكل 16.3) التي تنحدر حتى أعماق 700كم. وهي تتوسع في نطاقات الغوص Subduction أي النطاقات التي ينغمر فيها الليتوسفير. الزلازل المتشكلة تتميز في مركز تشكلها المعروف بالبؤرة، بكبر يعبر عنه بوحدات قياس معروفة ومسقطه على السطح يحدد المركز السطحي، وينجم عن هذا الزلزال مجموعة من الموجات الاهتزازية التي تنتشر بأشكال مختلفة لتدمر ما تصادفه حسب شداتها في أثناء مقاربتها للجسم المدمر (شكل 6.7).

ومن خلال دراسة الزلازل يمكن تسجيل الحقائق الآتية:

- إن الزلازل التي تتشكل في الأعراف المحيطية ـ Rides océaniques هي من عمل الفوالق العمودية ـ Failles normales المتشكلة نتيجة لتباعد الصفائح.
- إن الزلازل التي تحدث على امتداد الفوالق المحولة Failles transformatnes تسببها الانزلاقات Decrochements.
- والعدد الكبير من الزلازل التي تحدث في السلاسل الحديثة Chaines recentes تسببها فوالق مقلوبة Failles inverses نتيجة لعمليات انضغاط Compression كما يوجد في هذه السلاسل انزلاقات وأنواع الفوالق السابقة المختلفة مما يبين أن ميكانيكية التشوهات فيها ليست بسيطة.

ومما سبق يتضح أن حدوث الزلازل الحالية ما هو إلا نتيجة لحركات الصفائح، وبالتالي فإن علم الزلازل يمثل الوسيلة الوحيدة لدراسة ميكانيكية تكتونيك الصفائح، وكذلك لفهم تصرف القشرة إزاء حركة هذه الصفائح، وبالتالي تشكل السلاسل الجبلية، ويمكن تلخيص ما سبق بأن الزلازل التي تحدث في الكرة الأرضية ما هي إلا التعبير عن الانتقال النسبي للصفائح الليتوسفيرية المختلفة.



شكل 6.7

مخطط يوضح البؤرة الزلزالية والمركز السطحي ومختلف الموجات العميقة (الأولية p، والثانوية S) والسطحية (الأفقية والالتفافية) المتولدة (a) ومنحني انتشار مختلف أنواع الموجات (b) (حسب Hays 1981 ,Bolt 1993).

Damascus University

7-4- آلية حدوث الزلازل والتنبؤ بها

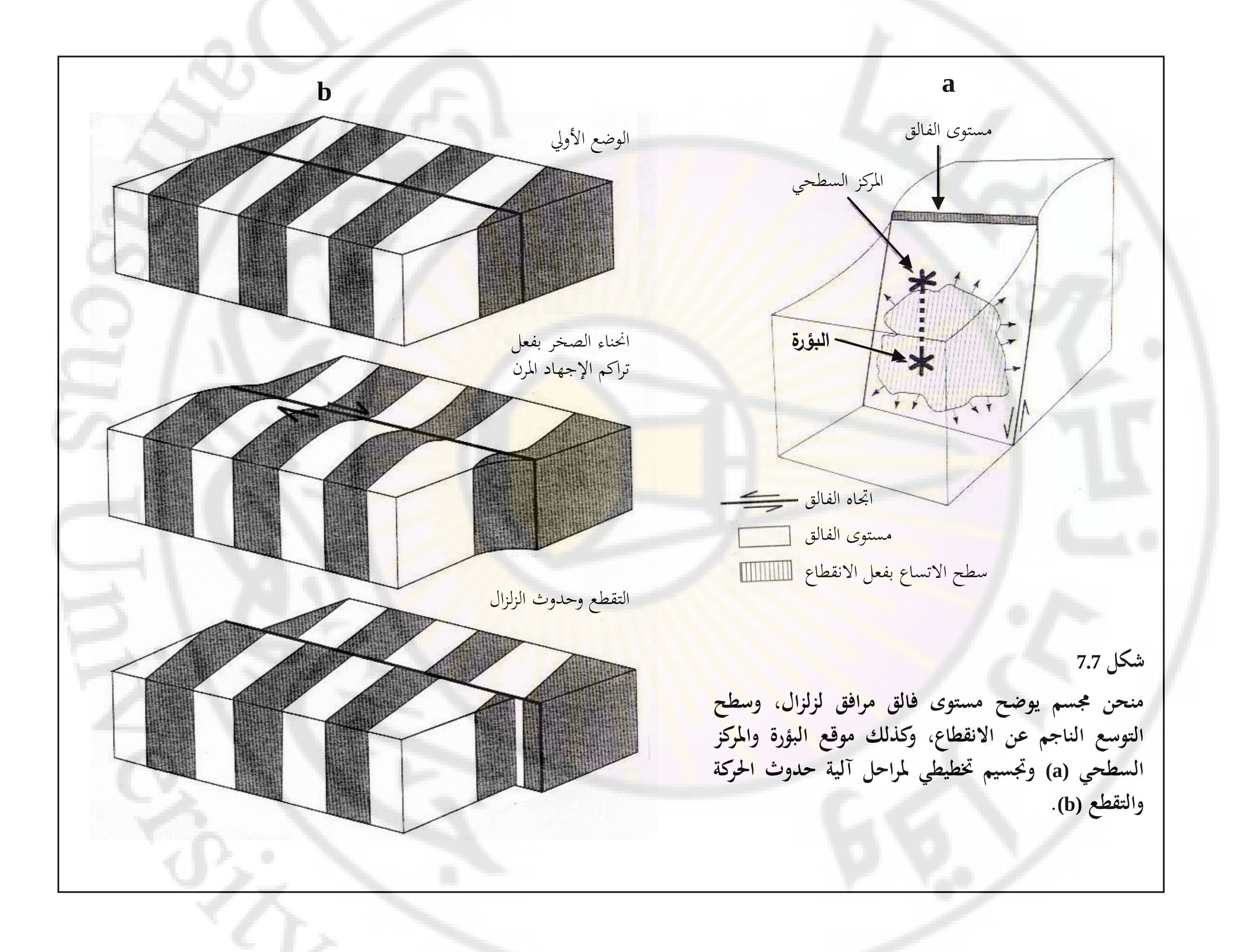
حتى حوالي خمسة عشر عاماً مضت لم تكن معلوماتنا عن آلية حدوث الزلازل رقمية، وإنما كانت هناك أفكار وتصورات عن هذه الآلية مرتبطة بمناطق نشطة عرضة لحوادث تكتونية عميقة قد تصل آثارها إلى السطح. وكانت هذه الآلية تتمحور حول تراكم طاقوي بفعل حركة كتل من الصفائح الليتوسفيرية، ثم مفاجأة تتحرر هذه الطاقة مولدة الزلزال. غير أنه أمكن منذ مطلع التسعينات من القرن الماضي نمذجة بعض الزلازل لفهم آلية تخزين الطاقة وتحريرها عبر الصدوع والفوالق وتشكل الزلازل (Maderiaga 1990) حيث طبقت هذه النمذجة على حالات عدة، ولاسيما زلزال إزميت Izmite في تركيا عام 1999، ومثيله زلزال كوبي Kobe، في اليابان عام 1996، وزلزال لاندر Landers، في كاليفورنيا عام 1992 وغيرها. وقد انعكس ذلك إيجابياً على فهمنا لآلية حدوث الزلازل من جهة، والحد من مخاطرها من جهة أخرى. ونستعرض فيما يأتي الواقع الحالي لمعرفتنا عن هذه الآلية.

7-4-1- الزلازل القارية

انطلاقاً من مفاهيمنا الحالية لبنية الكرة الأرضية، في ضوء تطور معلوماتنا عن انزياح القارات، وتوسع قاع المحيطات، والبنية الريولوجية للمعطف، التي كونت بمجملها نظرية تكتونيك الصفائح (المبنية في قسم كبير منها على النمذجة الرقمية)، فقد أصبح واضحاً لدينا أن هذه الصفائح الليتوسفيرية (التي يمكن أن تكون محيطية أو قارية أو الاثنتين معاً)، تعوم فوق الأستينوسفير، وتتحرك بحركات مختلفة: فهي إما أن تتقارب، وإما أن تتباعد، وإما أن تنزاح دون تقارب أو تباعد مولدة حوادث تكتونية تولد الزلازل[2]. تتنوع هذه الحوادث، وتتموقع في أحزمة تحيط بهذه الصفائح، تتمركز فيها الزلازل، أسميناها من قبلُ الأحزمة المولدة الزلزالية.

فتصادم الصفائح مع بعضها بعضاً من شأنه تحريض فوالق محولة تولد بدورها زلازل، وتلك الحركات التباعدية التي تجزئ وتكسر وتفلق الصفائح هي مصدر مهم لهذه الزلازل (شكل 7.7)، وعمليات اتساع المحيطات والغوص Subduction، لصفيحة تحت أخرى، غالباً محيطية تحت أخرى قارية، أو محيطية تحت محيطية أو داخل قارية . وهذا ما يعرف بالطفو أو الاعتلاء Obduction (شكل 16.3) . حتى أعماق تصل إلى 700كم، على امتداد مستوى مائل يعرف بمستوى بينيوف (شكل 16.3) . حيث على

[2] يميزون بين اهتزاز Seisme وهزة أرضية (زلزال) Tremblement de terre، وهذه الأخيرة ينجم عنها عمل تدميري.



شكل 7.7

منحن مجسم يوضح مستوى فالق مرافق لزلزال، وسطح التوسع الناجم عن الانقطاع، وكذلك موقع البؤرة والمركز السطحي (a) وتجسيم تخطيطي لمراحل آلية حدوث الحركة والتقطع (b).

هذه الأعماق تواجَه الصفائح الغائصة بجدران مقاومة توقف غوصها. تعد بمثابة مولد قوي للزلازل. وما الفوالق السطحية التي تقتحم وتصيب أماكن معينة من الصفائح إلا التعبير المرئي عن هذه الحركات العميقة المولدة للزلازل، في القارة كما في المحيط.

بلغة الأرقام فإن هذه الحركات تترجم إلى طاقة في ضوء القانون الشهير F = Ma (حيث F هي هنا القوة أو الطاقة، M الكتلة وA التسارع أو ما يعبر عنه بالحركة)، وعليه فإن الحركات المتولدة هذه تتحول إلى طاقة تتراكم إلى أن تتحرر، وتحررها هذا يولد الزلزال، على مدى من عدة ثوانٍ إلى عدة دقائق، الذي قد يسبق بمجموعة من الهزات البسيطة، وقد لاينتهي دون بعض الهزات الانكفائية (الارتدادية) ذوات الشدات الأقل. ولما كانت الزلازل رد فعل لتحرير الطاقة، فإن شدة الزلزال تعكس مقدار الطاقة المتراكمة، فكلما كانت الطاقة المتراكمة أكبر، كانت الشدة كبيرة، وبالتالي فإن الآثار التدميرية للزلزال تكون كبيرة.

2-4-7- الزلازل التسونامية

تشكل حالة خاصة كونها زلازل تحدث في قاع المحيطات وتثير المياه التي تتحرك نحو الشاطئ مولدة أمواجاً سريعة وعالية تضرب اليابسة وتولد خسائر كبيرة. يمكن أن تتولد هذه الزلازل بفعل صدع، أو غوص لصفيحة تحت أخرى، كما يمكن لها أن تتولد بفعل اندفاع بركاني، أو انزلاق لأراضٍ، أو سقوط مذنبات Metéorites، وكل ما من شأنه اضطراب العمود المائي. وهي تختلف عن المد البحري Raz-de-mareé الذي هو اضطرابات سطح المحيطات الناجمة عن أسباب مناخية.

تمر الزلازل التسونامية في مراحل عدة: في المرحلة الأولى يحدث الزلزال في عمق المحيط بإحدى الأسباب المذكورة أعلاه، مما يؤدي إلى نهوض القاع ومكوناته الصخرية، التي ترفع بدورها المياه (مرحلة النشوء)، فينجم عن ذلك أمواج تندفع بسرعة كبيرة تفوق سرعة طائرة نفاثة، غير أن ميل هذه الأمواج، التي يزيد طولها عدة مئات المرات على ارتفاعها، يكون قليلاً بحيث تتعذر ملاحظته في عرض المحيط. وتنتشر هذه الأمواج هكذا متجهة نحو الشاطئ (مرحلة الانتشار). لكن التضحل في عمق المياه وانكسار الأمواج على الشاطئ يكسب هذه الأمواج طاقة هائلة وارتفاعات كبيرة، تصل عدة عشرات الأمتار، تضرب اليابسة فتغمره وتدمره (مرحلة الغمر).

الزلازل التسونامية كثيرة عبر التاريخ، ويُعدُّ الزلزال التسونامي الذي ضرب الشاطئ الجنوبي والجنوبي الشرقي لآسيا في 26/كانون أول/2004 أخطر هذه الزلازل وأشدها تدميراً. فقد بلغ كبره 9 درجات على مقياس ريختر، وأودى بحياة مئات الآلاف من الناس. وقد بلغت سرعة الأمواج التي بلغ ارتفاعها 10-15م، 800 كم/سا. ويُعدُّ الزلزال الأشد خلال الأربعين سنة الأخيرة. ولا يقارن به زلزال نياس، في مطلع العام 2005 رغم شدته، بسبب طاقته الضعيفة التي هاجم بها الشواطئ.

7-4-3- التنبؤ بالزلازل وإدارتها Prédiction

جرت محاولات عديدة للتنبؤ بزمان حدوث الزلازل ومكانها، لكنها لم تؤدِ إلى نتائج ملموسة يمكن البناء عليها. ونستعرض هنا بإيجاز أهم هذه الطرق:

- التنبؤ بالدورة الزلزالية: وتعتمد على دورية الزلازل أي أن نفس الزلزال يحدث كل مدة زمنية في نفس المكان وبنفس الشدة وقد ثبت عدم صحة هذه الفكرة.
- الصور الفضائية عن طريق التصوير الفضائي ومعالجة تغيرات سطح الأرض ومعالجتها. ومع أن الصين نجحت باستخدامها عام 1974 لكنها لم تثبت في التجارب اللاحقة.
- طريقة الشارات الكهربائية الطلائعية: وتعتمد على أن الزلازل تصدر شارات كهربائية قبل حدوثها بقليل وهي طريقة الاختصاصيين اليونان، ولكن بعثة ميدانية لم تثبت صحتها.
- الدراسات التكتونية: وتعتمد الدراسات الميدانية وقياسات الحركة ومع أنها مهمة وتحدد النطاقات ذات الخطورة الزلزالية، لكنها ليست كمية ولا تسمح بتحديد الزمان والمكان.
- مؤشرات أخرى: حيث تعتمد بعض المؤشرات الموروثة التي لا تستند إلى أساس علمي كالصدمات السابقة للزلازل ومظاهر المياه الجوفية وحركة بعض الحيوانات.

وعليه فإن التعامل مع الزلازل للتقليل من أخطارها يعتمد استراتيجية قائمة على مزيد من الدراسات وإقامة منشآت سليمة مقاومة، وحسن إدارة الأزمة قبل وفي أثناء وبعد حدوثها. ولمزيد من الاطلاع ننصح بالعودة إلى كتاب المخاطر الزلزالية للمؤلف، من منشورات دار طلاس لعام 2005.

5-7- الجهود الهندسية لتكتونيك الصفائح Les contraintes géometriques de la tectonique de plaques

إن دراسة انتقال القبب الكروية التي تكونها الصفائح تفترض معرفة القواعد الهندسية البسيطة:

. إن أي انتقال لقبة كروية يمكن تصوره، كما رأينا، كدوران حول محور يمر بمركز الكرة ويقطعها في نقطتين متقابلتين تتوافقان مع قطبي الدروان، ويطلق عليها أقطاب اوليرية: . Poles eulériens.

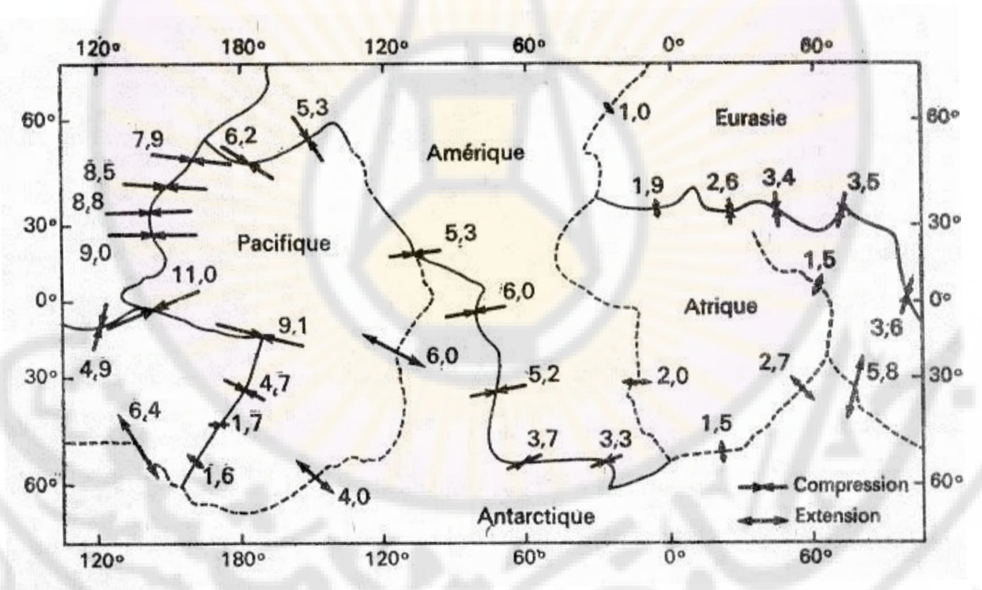
. عند دراسة حركات الصفائح فإنه يجب قبل كل شيء تحديد القطب الاوليري لدوران كل صفيحة بالنسبة إلى الأخرى التي يفترض أنها ثابتة. وهكذا مثلاً يقبل حالياً أن قطب دوران أفريقية بالنسبة لأمريكا الجنوبية المفترضة ثابتة، يقع في جنوب غرينلندا Groenland (إحداثيات 30° غرب 44° شمال). غير أنه يجب التمييز بين دوران آني وهو الذي يسبب انتقالاً متناهياً في الصغر، ودوراناً نهائياً يسبب انتقالات كبيرة وهذا الدوران النهائي يمكن أن يمثل دوراناً واحداً حول محور أو مجموعة دورانات حول عدة محاور.

إن تحديد القطب الأوليري لدوران صفيحة بالنسبة لصفيحة أخرى يسمح بتوقع كيفية تصرف الحدود بين الصفائح. فإذا كان لهذه الحدود اتجاه خطوط العرض Parallèles الموافقة للقطب الأوليري، فإنها ستكون مجالاً لعمليات انزلاق Coulissage، وبالتالي؛ تتشكل فوالق محولة Failles tranformantes أما إذا كان لها اتجاه خطوط الطول الموافقة للقطب الأوليري، فإنه يحدث انضغاط أو تمدد فيما إذا كان هناك تقارب أو تباعد، وإذا كان هذا الدوران مائلاً على خطوط الطول والعرض الأوليرية فإنه يحدث انضغاط أو تمدد مائل.

ومن هذا يتبين لنا أهمية تحديد الزاوية التي يصنعها طرف ما لصفيحة مع خطوط العرض، ولهذا السبب فإن الاختصاصيين في تكتونيك الصفائح يستخدمون إسقاط ميركاتور Mercator الذي يحافظ على قيمة الزوايا، ويمكن على هذه المنحنيات مباشرة قراءة الزاوية التي يصنعها حدها مع خط عرض، كما يمكن بسهولة تحديد الفوالق المحولة التي تتوافق وخطوط العرض، وكذلك نطاقات الانضغاط التي تتوافق مع خطوط الطول

وحساب السرعة الزاوية Vitesse angulaire للدوران التي تتغير من الصفر عند القطب، حتى الحد الأعظمي عند خط الاستواء والتي تعطى بالسنتمتر /سنة.

عندما نحدد إذن الأقطاب الاوليرية، يمكننا أن نتنبأ بانتقالات صفيحة بالنسبة إلى أخرى في نقطة معينة من حدودها. وبالعكس إذا حددنا نوع الانتقال الذي يحدث في عدة نقاط من طرف صفيحة، فإنه يمكن تحديد القطب الأوليري الموافق، وهذا ما يسهل عمله في حالة وجود فوالق محولة. يتضح لنا من ذلك أنه يمكن القيام بحسابات دقيقة جداً من انتقالات الصفائح، وهذا ما قام به العالم لوبيشون Le Pichon الذي توصل إلى حساب السرعات الحالية بالسم/سنة واضعاً صورة حركية عامة للأرض (شكل 8.7). في هذا النموذج الحركي لم تعتمد النتوءات المحيطية ثابتة على العكس مما هو شائع خطأً.



شكل 8.7

شكل حركي للأرض من 6 صفائح . الحسابات من Le pichon (1968). الأشعة طولها متناسب مع السرعة المحددة بالسنتمتر/سنة. بالخطوط المتقطعة سرعة توسع النتوءات المحيطية محسوبة باستخدام المعطيات المغناطيسية، وبالخطوط المستمرة الانضغاط، وهو مستنتج من حركات التوسع

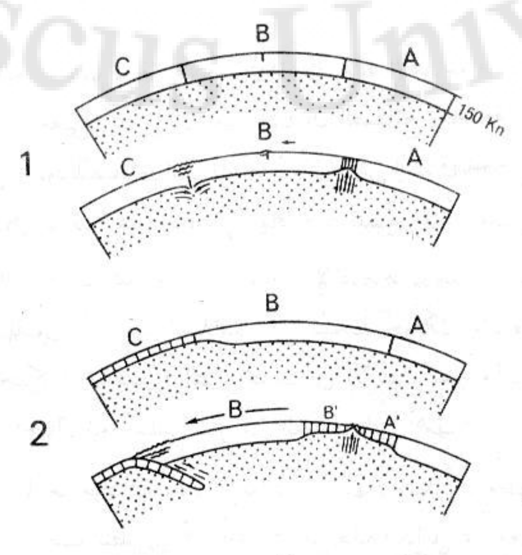
ومما يشجع ويدفع عملية إعادة بناء الوضع الأولي للصفائح التكتونية وحساب انتقالاتها هو تطبيق الأتمتة (النمذجة والمحاكاة) عليها، مما يسمح بربح الوقت ويمكن القول حالياً إن الكومبيوتر لا غنى عنه في دراسة تكتونيك الصفائح.

6-7- تفسير تشكل السلاسل الجبلية حسب تكتونيك الصفائح La formation des chaines

لقد أصبح واضحاً الآن بشكل لا يدعو للشك أن السلاسل هي أجزاء من القشرة مضغوطة ومضيقة، ومحصورة بين صفيحتين أو بين صفائح صغيرة Sous-plaques تقترب من بعضها. ومن المعروف أن هذه السلاسل تتوضع فوق نطاقات ضعف Zones de faiblesse من القشرة موجودة قبل الانضغاط، وهذه النطاقات هي غالباً جيوسينكلينات أي مناطق تعرضت فيها القشرة لترقق بعد أن ضربتها انكسارات كبيرة وانزلاقات، وفي حال كون هذه الأخيرة ذات أهمية كبيرة فإن الجوسينكلينال يصغر أو قد يختفي.

وهكذا يبدو أن تشكل السلاسل الجبلية ليس فقط نتيجة لانتقال الصفائح فحسب، وإنما للشواذ والتناقضات الموجودة في القشرة والليتوسفير أيضاً، وهذا ليس صحيحاً إلا على أطراف الحدود بين الصفائح المتقاربة، أما عندما نبتعد عن هذه الأطراف فإن نطاقات الضعف السالفة الذكر لا تكون ذات معنى. يمكن أن نعدّ هذه الصفائح خاضعة لحقل من الإجهاد بفعل الانضغاط بعيداً عن حدود الصفائح التي تتواجه، وأن عرض النطاق الخاضع
لهذه الجهود قد يزيد عن (1000)كم. ولاتزال معرفتنا عن حقل الإجهاد هذا قليلة جداً. ومن المعلوم بشكل واضح أن السلاسل أي التشوهات الناتجة عن عمليات الانضغاط، تحدث بشكل متقطع غير مستمر. ولذلك يمكن القول بأن هذه السلاسل هي نتيجة حوادث عابرة. Phénomenes Transitoires معاكسة للحركات المستمرة التي تحدث في الاستينوسفير والتي تسبب انفتاح المحيطات. ويختلف مظهر الجبال تبعاً لعدد كبير من العوامل التي أهمها:

الوضع قبل الطي، طبيعة مواد القشرة، سرعة عمل الجهود وشدتها، مظهر حقل الجهود، الشروط الحرارية للتشوهات. ويجب النظر إلى أن تأثير كل من هذه العوامل غير معروف بشكل جيد حتى الآن، ولابد لأجل معرفتها من القيام بدراسات تكتونية مقارنة في سلاسل متعددة.
يمكن أن نميز في السلاسل الجبلية الأنواع الآتية بدءاً من البسيط وحتى المعقد:



شكل 9.7

شكل يبين بعض أنواع الحركات النسبية للصفائح والبنيات التي تتولد عنها، وذلك في نموذج من 3 صفائحC,B,A إحداهن تتحرك والأخريتان ثابتتان

. النطاق بالنقط هو استينوسفير وتشير الأسهم إلى حركة المواد الأكثر أهمية.

. النطاق الأبيض هو ليتوسفير قاري.

. النطاق المخطط عمودياً هو ليتوسفير محيطي.

. الطيات الدقيقة هي نطاقات مضغوطة.

. الأسهم الكبيرة تعبر عن قيمة انتقال الصفائح.

1- تنتقل B مسافة صغيرة (50كم تقريباً) فتتشكل سلسلة ثنائية القارة intracotinentale بين C,B وكذلك محيط صغير من نوع البحر ألأحمر يتولد بين B,A. كما يتوضع التواء بسيط فوق انقطاع مسبق في نطاق B.

2- تنتقل B مسافة كبيرة (أكثر من 500كم) فيتولد محيط بين B,A. مكون من نتوء محاط بكتلتين B,A متولدتين على أطراف C,B كما يتشكل نطاق غوص بمستوى Benioff وسلسلة من نوع شبه محيطي.

3- تنتقل A مسافة كبيرة بالنسبة لـ C فبعد مرحلة غوص تتلامس الصفيحة A مع C وتتشكل سلسلة ثنائية القارة نتيجة لاصطدام صفيحتي الليتوسفيرين القاريين.

1- السلاسل القارية الداخلية Chaines intra continentals وتبدي تضيقاً معتدلاً وربما يعود ذلك لبساطة نطاق الضعف في القشرة السابقة للطي. ولا نجد هنا تراكبات كبيرة

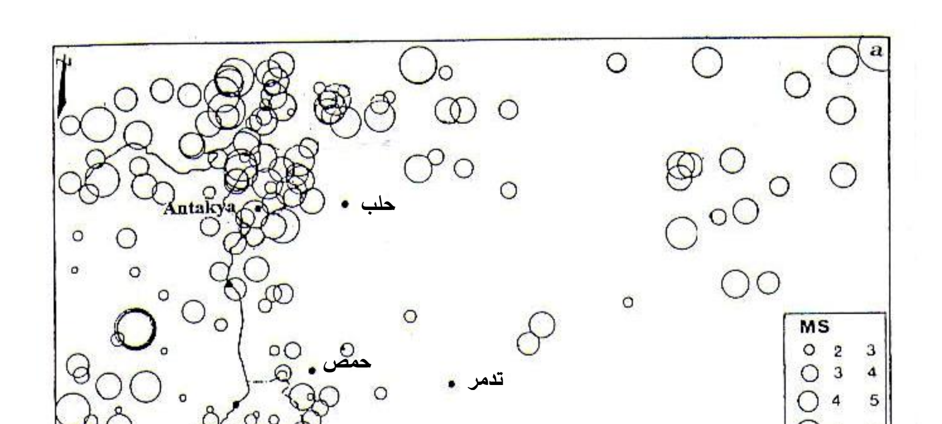
Grands chevauchements ولكن المظهر المروحي Allure en eventail هو المسيطر والمميز، والاندفاعات غير موجودة أو نادرة.

-2 السلاسل شبه المحيطية Chaines péri-océaniques وهنا نجد أن الترابط بين الغوص والطي ليس مؤكداً، لأنه من المعروف أن الغوص لا يسبب في بعض الحالات إلا التباعد، وأنه العامل المولد للاندفاعات والبراكين المنتشرة في هذه السلاسل، وكذلك الاستحالة ذات الضغط العالي.

-3 السلاسل ثنائية القارات Chaines Bi-continentales وتتشكل نتيجة للاحتكاك بين صفيحتين منفصلتين بالأصل بواسطة محيط يختفي نهائياً بعمليات غوص. وهي السلاسل الأكثر تعقيداً، وهو ما يفسر بأنها وليدة انتقال الصفائح الكبرى، وفيها نجد تراكبات كبيرة جداً كما في الهمالايا حيث يتم تراكب صفيحة فوق أخرى، ويرافق هذه التراكبات عمليات قص واسعة، ولكن قبل الوصول إلى الدور النهائي تمر هذه السلاسل بمرحلة السلاسل القارية الداخلية شبه المحيطية، ويوضح لنا الشكل (9.7) بعض أنواع الحركات بين الصفائح والبنيات التي تنتج عنها، وذلك في نموذج من ثلاث صفائح إحداها متحركة والأخريتان ثابتتان.

7-7 مقاربة زلزالية لسورية ضمن إطارها الإقليمي

طبقاً للإطار التكتوني الإقليمي ومعطيات الزلزالية التاريخية، فإن سورية تتوافق مع منطقة ضعيفة الشدة الزلزالية في الداخل، إلى معتدلة على امتداد الفالق السوري الكبير، الذي يشكل امتداداً لمنظومة فالق البحر الميت كما تؤكد ذلك المعطيات الحديثة الموضحة في الشكل المرفق. ولأن هناك نقصاً وشكوكاً في معطيات الزلزالية التاريخية، بما في ذلك دقة التواتر المسجل عن هذه الزلازل، فإن مفهوم الدورة الزلزالية، الذي يعتمده بعض المختصين دليلٌ على عودة الزلزال نفسه بعد فترة زمنية منتظمة، لا يمكن تطبيقه في هذه المنطقة، أضف إلى ذلك عدم ثبات صحته في التطبيق العلمي.





معطيات القياسات الحقلية تؤكد أن النشاط الفالقي استمر دون انقطاع حتى يومنا هذا. متوسط قيمة الحركية متغير، قُدِر بواسطة المعطيات الجيولوجية الحقلية والصور

الفضائية كما يلي: 2.5 مم/سنة في الغاب وهي أكبر قيمة مسجلة، 1-1.5 مم/سنة في التدمرية، وأخيراً أقل من 1 مم/سنة في الشرق والشمال الشرقي من البلاد. ورغم التباين في تحديد قيمة هذه الحركة إلا أنها بإجماع الدارسين ضعيفة من جهة، وأقل من قيمتها في بلاد الجوار شمال وجنوب البلاد من جهة أخرى. هذه القيم إضافة إلى نتائج الدراسات المخبرية التجريبية المنفذة على أنواع الترب والصخور المتكشفة في سورية كافة، سمحت بحساب قيمة الشدة الزلزالية. الحركية المقدرة أعلاه، إضافة إلى الشدة الزلزالية المحسوبة تجريبياً، أدت حتى الآن إلى حدوث زلازل معتدلة الكبر (Magnitude)، حيث تكون الزلازل في منطقتنا دون الدرجة 6 عموماً، بالمقارنة مع تلك التي حدثت في البلدان المجاورة، الخاضعة لحركات التصادم الطوروسي الزاغروسي، وحركات التوسع المحيطي، إضافة إلى فوالق الأناضول في تركيا، وفوالق الأطلس في المغرب، والترس العربي، ومقدمة حفرة الميزوبوتاميان. على أن حدوث مثل هذه الزلازل الضعيفة والمعتدلة ليس مؤشراً على زلازل محتملة شديدة، بل على العكس هي بمثابة تفريغ للطاقة يجعل احتمال حدوث زلازل شديدة ضعيفاً.

في ضوء هذه القياسات الحقلية والمخبرية تم وضع خريطة نطاقية للمخاطر الزلزالية وتم إسقاطها على الحالة العربية والإقليمية، كما ألقي الضوء على نوع المنشآت وخصائصها في بلادنا وإطارها الإقليمي لتكون مقاومة للزلازل مستقبلاً، وتقليل الخسائر إلى الحد الأدنى الممكن، دون إسقاط لأهمية الاستعدادات وتأمين البُنى التحتية. الآفاق المستقبلية تتحدد بمحاور ثلاث هي: إجراء دراسات معمقة ومفصلة عن الوضع التكتوني للمنطقة، لمعرفة نطاقات احتمالات حدوث الزلزال، وإشادة منشآت سليمة مقاومة، واستعدادات لزلازل مستقبلية، رغم ضعف احتمال حدوثها، وذلك في غياب كامل للتنبؤ بحدوث الزلازل بكل الطرق العلمية حتى الآن.

Damascus University



الخاتمة

انفردت الجيولوجيا البنيوية، عدا عن غيرها من فروع علوم الأرض، بتطورات مهمة في النصف الثاني من القرن المنصرم، من خلال نظرية تكتونيك الصفائح، التي قدمت مفهوماً حركياً لتاريخ نشأة الأرض، اعتمد المفاهيم الكمية عبر النماذج الرقمية والمحاكاة. لكن ذلك لم يكن ليتحقق لولا الفروع الجديدة التي أوجدت بمفاهيم رياضية كالترموديناميك، الجيوفيزياء، والجيوكيمياء، والطفرة الكبيرة في المعلوماتية أو ما عرف بالبعد الثالث، الذي كان ينتظر من العالم الثالث أن يبدعه أو يترك بصماته على صفحاته وفي ثنايا حكاياته ومغامراته، لكن المفاجأة أن هذا العالم الثالث نحن، قد صرنا عالماً رابعاً على أطراف العالم الثالث.

العلم مغامرة لا تتوقف، عمادها إنسان مغامر هو الآخر، ومبادر يتميز بفكر حر وهّاج، وإبداع بلا حدود. فمتى يكون البعد الرابع لهذا العالم الرابع، ويبدأ تاريخ جديد، حداثة ومعاصرة جديدة، الحداثة الرابعة، بطابعنا نحن، عربية! الجواب متروك للأجيال القادمة، ولكن هذه الأجيال تحتاج إلى أدوات قادرة، جامعات، ومراكز بحوث، وإشراف وتوجيه، فهل كل هذا بدا ملوحاً؟ الأيام القادمة ولو طالت ربما تجيب، وإلا فقد ننتقل إلى العالم الخامس والسادس إلى ما لا نهاية.

المراجع

ABSI E. (1995) - Précis de génie para-sismique. UATI/UNESCO, Paris.

AFESD (1983) – Assessment and mitigation of earthquake risk in the Arab region, UNESCO/ AFESD/ IDB.

Allegre c.t., et MATTAVERM. (1972)- Strueture et dynamique de la lithosphère. Herman, paris.

ALLEGRE C. J. (1987) – 12 Clés Pour La Géologie. Edit. Belin, Paris, 156p.

AMBRASEYS N. (1978) – Seismicity in the Arab Region in “Assessment and mitigation of earthquake risk in the Arab Region” – UNESCO, Paris.

AMBRASEYS N.N, MELVILLE C.P. and ADAMS R.D. (1994) – The seismicity of Egypt, Arabian and the red sea, a historical review. Cambridge Univ. Press, 181p.

AUBOIN J. (1968) – Tectonique, morphologie, globe terrestre. tome 3 du précis de géoogie, Dunod, 549p.

BADGLEY P.C. (1965) – Structural and tectonic principles. New York, Harper and Row.

BILAL A (1996) – Tectonics – Rocks Deformation. Dar Tlas, Damascus, 2^{nd} ed., 448p.

BILAL A. (1995) – Dictionnaire de Géologie: Français, Anglais Arabe. Dar Tlas 247p.

BILAL A. et TOURET J.L. (2002) – Les enclaves du volcanisme récent du rift syrien. Bull. Soc. Géol. Fr. Tom 172, N° 1, 3-16.

BILAL A. et SHELEH F. (2004) – Un point chaud sous le systéme du Rift Syrien: Données pétrographiques complémentaires sur les enclaves du volcanisme récent. Comptes Rendus, GÉOSCIENCE 336, 197-204.

BILONGS M. P. (1959) – Structural Geology. Englenood Cliffes, N.j., Prentice Hall.

BOTTM H.P. (1971) – The interior of the Earth., Londres. Edit-Arnold.

BROHIC A., HOFFERT M., SCHAAF A. and TARDY N. (1999) – Science de la terre et de l'univers, Vuibert, Paris, 634p.

CHOUKROUNE P. (1995) - Déformation et déplacements dans la croûte terrestre, Masson, Paris, 226p.

COULOMB J. (1969) – L'expansion des fonds océaniques et la dérivé des continents. Paris, Presses Univ. France.

COULOMB J. (1952) – La constitution physique de la terre. Paris, Albin Michel.

COULOMB J. et JOBERT G. (1963) – The physical constitution of the earth. Edimbourg. Oliver and Boyd.

DAVIDOVICI et al. (1980) - Génie parasismique. Presse de l'école Nationale des ponts et Chaussées, Paris.

DAVIDOVILLE (1980) – Simulation de l'action d'un séisme à l'échelle d'une ville. Publications du Laboratoire Central Des Ponts et Chaussées, Paris.

DE BELLESCRZE P. (1990) – À La recherche de la théorie de l'univers. Press. Universitaire, Paris, 220p.

DE SITTER L.U. (1964) – Structural geology. New York, Mc Graw-Hill.

DURVILLE (1980) – Simulation de l'action d'un séisme à l'échelle d'une ville. Publication du Laboratoire Central des ponts et Chaussées, Paris.

ELMI S. et BABIN C. (2002) – Histoire de la terre. Coll. Univer. Sciences, Dunod, Paris (4éme éd.), vol. 1, 222p.

FOUCAULT A. (2002) – La terre, planètte vivante. Edit. Vuibert, Paris, 208p.

GIROD M. (1978) – Les roches volcaniques-pétrologie et cadre structural. Edit. Doin, Paris, 239p.

GOGUEL J. (1943) – Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Paris, Mém. Carte Géol. France.

GOGUEL J. (1965) – Tectonique. Paris Masson et Cie.

HAWKING S.W. (1988) – A brief history of time. Edit. Datam Book, New York. 237p.

HOWELL B.F. (1969) – Introduction à la géophysique. Edit. Masson et Cie, Paris. 398p.

HOBBS E.H.D., Means P.F. WILLIAMS (1976) – An outline of structural Geology. Wiley International Edition.

JAEGER J.C. et COOK N.G.W. (1969) – Fundamentals of Rocks Mechanics. Londres, Mechuen.

Jolivet L., et NATAF H.C (1998) – Géodynamique. Dunod, paris.

KELLER E.A. and PINTER N. (2002) – Active Tectonics Earthquakes, uplift and Landscape. Printice Hall, 2nd edition, 362p.

KORNPROBST J. (1994) – Les roches métamorphiques et leur signification Géodynamique. Précis de pétrologie. Masson, Paris 224p.

LAROQUE C. et VIRIEUX J. (2001) – Physique de la terre. Observations et théories. Collection géosciences. Edi. Scientifiques GB, Paris, 307p.

LE FEVRE C. et SCHNEIDER J.L. (2002) – Les risques natureles majeurs. Collection Géosciences.

LE PICHON X. (1972) - Cinématique de la tectonique des plaques. Structure et dynamique de la Lithosphère. Paris, herman.

LLIBOUTRY L. (1982) – Tectonophysique et géodynamique. Edit Masson, Paris 339p.

LOMNITZ C. (1994) – Fundamentals of earthquake prediction. New York, J. Wiley and Sons, 321p.

MADARIAGA (1990) – Les tremblements de terre. IPG, Paris.

MAKROPOULOS K. (1990) – A review of seismic hazard studies in Greece. SEISMED workshop I, UNDRO/ UNDP – OPS. New York.

MATTAUER M. (1973) – Les déformation des matériaux de l’écorce. Hermann Paris.

MERCIER J., and VERGEL Y. (1992) – Tectonique, Dunod, Paris, 214p.

MERLE O. (1994) – Nappes et chevauchements. Masson, Paris, 1378.

MICHEL J.P. and FAIRBRIDGE R.W. (1992) – Dictionary of Earth Sciences, English-French, French-English. Wiley New York and Moisson, Paris.

MISKOVOSKY (dir.) J.C. (2002) - Géologie de la préhistoire: méthodes, techniques, applications. Géopré, paris et presses universitairs de Pepignon. Vol. 1, 1519p.

NEVIN CH.M. (1960) – Principles of structural geology. New York, John Wiley.

NICOLAS A. (1989) – Principes de tectonique. Masson, Paris. 223p.

NICOLAS et POIRIER (1976) – Flow in metamorphic rocks. Wiley Edit. 444p.

NIXON G., JOHNSTON A.D. & MATRIN R.F. (1997) – Nature and origin of primitive magmas at subduction zones. The Canadian mineralogist-journal of the mineralogical. Association of Canada, vol. 1, 317p.

OTBURGH R. (1969) – The deep structure of orgentic belts; the root problem. Time and place in orogeny. Geol. Soc. London.

PETROVKI J. (1983) – Engineering measures for earthquake risk in the arab countries. In “Assessment and mitigation of earthquake risk in the arab region”. UNESCO, Paris.

PRICE N.J. (1966) – Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks. Oxford, Pergamon press.

RAMSAY J.G. (1967) – Folding and factoring of rocks. New York, McGraw-Hill.

SPRAY A. (1969) – Metamorphic textures, Pergamon press, 350p.

TAHER M.A. (1979) – Documents historiques des tremblements de terre en Syrie depuis l’Islam jusqu’à XII siécle “Hygerique”. Thèse d’état. Univ. Paris I, 300 P.

THEYS J. (1980) – “La Société Vulnérable”. Publication Ministère de l’Environnement, Paris.

TURNER F.J., WEISS L.E. (1963) – Structural Analysis of metamorphic tectonics. New York, McGraw-Hill.

VERNER R.H. (1976) – Metamorphic processes. Reactionand microstructure development. Edit George Allen and Univ. Ltd. London, 247p.

VERHOOGEN J. TURNER F.J., WEISS L.E. et WAHRHAFTING C. (1970) – The earth. An introduction to physical geology. New York, Holt, Rinechart and Winston. Inc.

VINE F.J (1966) – Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges. The history of the earth’s crust. Princeton, N.J. Princeton Univ. Press.

WESTPHAL M., WHITECHURCH H. et MUNSCHY M. (2003) – La tectonique des plaques. Collection Geosciences.

WHITTEN E.H.T. (1966) – Strutural geology of Folded rocks. Chicago, Rand Mc Nally.

WYLLIE P.J. (1917) – The Dynamic Earth, copyright by john Wiley and Sens, Inc.

Damascus University



المصطلحات العلمية

-A-

Achondrite	اكوندريت
Adiabatique	كظوم (بدون تبادل حرارة مع الوسط الخارجي)
Affleurement	تكشف
Age	عمر
Aimentation	مغنطة
Allongement	تطاول
Allure	مظهر، هيئة
Amincissement	ترقق
Amphibolite	امفيبوليت، (صخر استحالي)
Anatexie	ظاهرة سيلان الصخور عند الوصول إلى حرارة انصهارها
Acien	قديم
Anélastiqe	غير مرن
Anisotrope	غير متجانس
Angle	زاوية
Anomalie	شواذ، شاذ
Antarectique	القارة القطبية الجنوبية
Anticlinal, Anticlise	محدب
Applatissement	تسطح
Arc	قوس
Asténoshpère	استينوسفير
Atmosphère	اتموسفير، طبقة الجو
Auge	معلف
Aulacogène	أخدود ضخمة
Automorphe	ذاتي الشكل
Axe	محور

-B-

Basalte	بازلت

Bassin	حوض
Bi-continentale	ثنائي القارة
Bloc	جلمود، بلوك
Bombement	تقبب، انتفاخ
Bordure	طرف، حافة
Bouclier	ركيزة مستقرة، مسطح مستقر

-C-

Caracteres	ميزات
Cassure	كسر
Cassant	تكسري
Catazone	كاتازون
Ceinture	حزام
Centre (de la terre)	مركز الأرض
Chaine	سلسلة
Chaine Alpienne	سلسلة البية
Chaine Ancienne	سلسلة قديمة
Chaine Calédonienne	سلسلة كاليدونية
Chaine Hercynienne	سلسلة هرسينية
Chaine Précambérinne	سلسلة بريكاميرية
Chaine Recente	سلسلة حديثة
Champ de pesanteur	حقل الثقالة
Changement	تغيير، تبديل
Chapelet	سبحة
Chevauchement	تراكب
Chondrite	كوندريت
Chondrule	كوندريل
Chronologie	علم التزامن، تحديد الأعمار
Cisaillement	قص
Cinématique	حركي، المسار الحركي
Collison	تصادم
Complexe Ophiolitique	معقد أوفيوليتي
Composition	تركيب
Compression	انضغاط
Conditions	شروط، شرائط
Constituants	مكونات
Contact	تماس، احتكاك

Contraction	تقلص، انكماش
Contrainte	إجهاد
Coronitique	حلقي، بشكل تاج
Convection	تقبب، حملان
Couche	طبقة
Couche à faible vitesse	طبقة السرعات الضعيفة
Coulissage	انزلاق
Courant	تيار
Courants de Convenetion	تيارات تحميل
Courbe d'équilibr	منحني توازن
Cratères	كهوف، فجوات
Crêtes	نتوءات
Croûte	قشرة

-D-

Déchirure	تمزق
Décrechement	انزلاق
Déformation	تشوه
Deluge	طغيان، طوفان
Deplacement	انتقال
Depression	منخفض، مطب، انخفاض
Derivé	انزياح، انسياح
Désorganisation	غير منظم، فوضوي
Destraction	تهدم، تحطيم
Dexfre	يميني
Diapire	تقبب، ثاقب
Diagenèse	تصلب الرسوبات وتحولها إلى صخر
Diagramme	منحني يبين تغيرات معامل أو خاصة بدلالة آخر
Direction	اتجاه
Discontinuité	انقطاع
Dislocation	تخلع
Distension	تباعد
Dissymétrique	غير متناظر
Dôme	قبة
Données	معطيات
Dorsal	ترس
Draguage	تجريف محيطي

Ductile	لدن
Dunite	دونيت
-E-	
Ecailles	قشور، زعانف
Ecartement	تباعد
Echelle	مقياس
Eceogite	إيكلوجيت
Ecorce	قشرة
Ecouelement	سيلان
Effet	أثر
Elastique, elasticilé	مرن، مرونة
Enclave	مكتمن
Enfouissement	هبوط مع طمر نحو الأعماق
Enterne	داخلي
Epicentre	مركز الهزة السطحي
Epizone	إيبيزون
Episode	فترة زمنية، طور زمني
Equatorial	استوائي
Erosion	تعرية
Exhumation	صعود نحو السطح، ارتقاء
Expanison	تمدد، اتساع
Experimentale	تجريبي، مخبري
Extension	تمدد
Externe	خارجي
-F-	
Faciès	سحنة
Facteur de Qualité	عامل النوعية
Fente	شق، فتحة
Fallie	فالق
Faille Transformante	فالق محول
Fibreu	ليفي
Filon	عرق
Fissure	كسر، تكسر
Fluide	سائل
Flux thermal	تدفق حراري
Foliation	تورق

Force	قوة
Forme	شكل
Fosse	حفرة
Fosse d'éffondrement	حفرة انهدامية
Fracturation	تشقق
Fusion partielle	انصهار جزئي
-G-	
Galaxie	مجرة مجموعة فضائية كبيرة
Galeries	ممرات
Gas	غاز
Géobarometr	مقياس الضغط الأرضي
Genèse	تكون، تشكل
Géode	جيود
Géochimie	جيوكيمياء
Géochimie Isotopique	جيوكيمياء النظائر
Géochronologie	علم تحديد الأزمان الجيولوجية
Géodésie	علم الجيوديزيا
Géodynamique	الجيوديناميك
Géologie	علم الجيولوجيا
Géologie Historique	علم الجيولوجيا التاريخية
Géométrie	علم الهندسة
Géomorphologie	علم الأشكال
Géophysique	علم الجيوفيزياء
Géothermometrie	الحرارية الأرضية
Gite	مكمن
Glaciers	جليديات
Globe	الكرة الأرضية، كرة
Glyptogénèse	آلية منشأ الأشكال
Gradient	تدرج
Grain	حبة، حبيبة
Granite	غرانيت
Granulite	غرانيوليت
Gravimetrie	الجاذبية
Gravité	الثقالة، الجاذبية
-H-	
Harzburgite	هارزبيرجيت

جامعة دمشق
Damascus University

Homogène — متجانس
Horst — هورست، نجد
Hydrostatique — هيدروستاتيكي
Hydrothérmal — هيدروترمالي
Hypotitique — افتراضي

-I-

Implosion — انبجاس
Influence — تأثير
Initial — أولي
Instantané — آني
Interieure — داخل
Interne — داخلي
Intertititielle — بين الأماكن، بيني، مابين الفراغات
Intracontimental — داخل قاري
Intrusion — اندفاع، احتقان
Inverse — مقلوب
Isograde — متساوي الدرجة
Isopaque — متساوي السماكة
Isostatique — سكوني
Isostasie — سكونية

-J-

Joints, diaclase — فواصل
Jonction — تمفصل، وصل
Juxtaposition — تجاور

-k-

Kimbirlite — كمبرليت
Klippe — كليبات، جزء جرفي

-L-

Lantilles — عدسات
Lherzolite — ليزوليت
Linéaire — خطي
Liquide — سائل
Lithologie — ليتولوجيا
Lithosphère — ليتوسفير

-M-

Macrotectonique — ماكروتكتونيك

Damascus University

Magma	مهل، ماغما
Magnitude	كبر «الهزة»
Magnetisme	مغناطيسية
Magnétomètre	المغناط
Manteau	معطف، غطاء
Marginal	هامشي
Massif	كتلة، كتلي
Mécanique des roches	ميكانيك الصخور
Mécanisme	آلية، ميكانيكية
Méridien	خط الزوال
Mésogéene	ميزوجي، ثنائي القارة
Mésosphère	ميزوسفير
Mésozone	ميزوزون
Métal	معدن
Métiorites	شهب
Métamorphisme	استحالة
Méthode	طريقة
Microfaune	تجمع كائنات مستحاثية دقيقة
Microtectonique	ميكروتكتونيك
Minéralogie	علم المنرالوجيا، علم الفلزات
Mobile	متحرك
Modéle cinématique	موديل حركي
Molasse	مولاس
Montagne	جبل
Mosaique	موزاييك
Mouvement vertical	حركة شاقولية

-N-

Nappe de charriage	غطاء تحميلي
Nature	طبيعة
Néotectonique	تكتونيك حديث
Nief	نيف
Niveau structural	مستوى بنيوي
Nomenclature	تسمية
Normal	عادي، عمودي
Notion	مفهوم

-O-

Obduction	طفو، توضع جسم متحرك فوق آخر ثابت

Occidental	غربي
Océanique	محيطي
Onde Sismique	موجة اهتزازية
Orientation Préferentielle	توجه مفضل
Orienté	موجه
Origine	أصل، منشأ
Orogénique	أوروجيني، متعلق بتشكيل الجبال
Oscianographie	علم المحيطات

-P-

Paléomagnétisme	المغناطيسية القديمة
Paléontologie	علم المستحاثات . باليونتولوجيا
Parallele	خط العرض، موازي
Péneplanation	شبسلة
Penisule Arabique	شبه الجزيرة العربية
Pente	انحدار، زاوية السطح الطبوغرافي مع الأفق
Peri-océanique	شبه محيطي
Perte	خسارة
Perturbation	اضطراب
Pétrification	تحجر
Pétrogenése	نشأة الصخور
Phase	طور
Phénomene transitoire	حادث عابر
Plagioclase	بلاجيوكلاز
Plan	مستوى، سطح
Plaque	صفيحة
Plaque Continentale	صفيحة قارية
Pli	طي
Plutonisme	اندفاع، احتقان
Poise	وحدة قياس اللزوجة
Pôle	قطب
Pôle Eulérien	قطب أوليري
Polyphasé	متعدد الأطوار
Porphyroclastiq	بورفيري مضعضع
Post-tectonique	لاحق للتكتونيك
Pression	ضغط
Pression Partielle d’eau	ضغط الماء الجزئي

Principe, Princpe d’actualisme	مبدأ، مبدأ المعاصرة
Profile	بروفيل، مخطط
Profonde	عميق
Progression	غزو للشاطئ، تقدم
Projection	إسقاط، مسقط

-R-

Raccourcissement	تقصير
Racine	جذر
Rainure	فرضة، تحزز
Rapprochement	تقارب
Réajustement	إعادة ضبط
Recente	حديث
Récristallisation	إعادة تبلور
Refroidissement	تبريد
Région	منطقة
Regide	قاس، صلد
Rélation	علاقة، ارتباط
Rélaxation	ارتخاء
Renouvllement	تجديد، تجدد
Residus	متبق
Retrecissement	تضيق
Rhélogie	خصائص عامة (مرونة، لدونة، انصهار، لزوجة)
Rides-médio-océaniques	أعراف محيطية
Rifts	انهدامات
Rifts-valleys	أودية انهدامية
Roche	صخر
Rotation	دوران
Rupture	انقطاع . تقطع

-S-

Satélites	أقمار فضائية
Schiste vert	شيست أخضر
Schistosité	شستزة
Sciences	علوم
Sedimentaaire	ترسيبي
Sedimentologie	علم الترسيب
Seisme, sisme	زلزال

Senestr	يساري
Sial	سيال
Sidirite	سيديريت
Sillons	تخددات، خطوط
Sima	سيما
Séismologia	علم الزلازل
Site	موضع
Solibilité	قابلية الانحلال
Solidus	تصلب، متصلب
Spatiale	فضائى
Spiral	حلزوني
Stabilite	استقرار، توازن
Stratégrabhie	الستراتيغرافيا، علم الطبقات
Stratification	تطبق
Structure	بنية
Stries	تحززات
Styl	أسلوب
Stylolite	ستيللوليت
Subduction	انغماس قشرة تحت أخرى، غوص
Superieur	علوي، أعلى
Surface	سطح
Symétrique	تناظري، متناظر
Synclinal, synclise	مقعر
Syntectonique	مرافق للتكتونيك
-T-	
Tectogenèse	التكتونيك المولد
Tectonique	علم التكتونيك
Tectonique de Plaques	تكتونيك الصفائح
Tectonophysigue	التكتونيك الجيوفيزيائي
Temperature	حرارة
Tengentielle	تماسي
Tension	شد، توتر
Terre	أرض
Terrestre	أرضي
Théorique	نظري
Thérmodynamique	ترموديناميك
Transformation	تحول

Tremblement de terre	زلزال، هزة أرضية
Type	نموذج، نوع
-U-	
Ultrabasique	فوق أساسي
Unité	وحدة، مجموعة
-V-	
Visqueau	لزج
Vitesse	سرعة
Volcanisme	بركنة
-Z-	
Zone	نطاق

Damascus University

المدقق العلمي: د. عبد الرحمن عبد الرحيم

حقوق الطبع والترجمة والنشر محفوظة لمديرية الكتب والمطبوعات

Damascus University

من العلوم الجيولوجية باعتمادها موديلات كمية وتطبيقها لقوانين الميكانيك، والترموديناميك

المغناطيسية القديمة: لقد أمكنَ – من خلال قياس المغناطيسية المتبقية Aimentation Remanente للصخور البركانية من أعمار مختلفة –، اكتشاف انقلابات متعددة الاتجاه

الصفائح الليتوسفيرية العائمة فوق وسط أكثر ليونة، والذي نطلق عليه الأستينوسفير.

عندما نستعرض بنية وتركيب الأرض العميقة وتركيبها، يجتاحنا بعضٌ من

de L'écorce terrestre et du manteau supérieur

Damascus University